

551.5
A-93

1-2000-1

0.17

1592

ОСНОВНЫЕ

УЧЕБНИК И ПОСОБИЕ

Г. Любоелавекій,
Профессоръ Императорскаго Лѣсного Института.

У

55
Лт

ОСНОВАНІЯ

УЧЕНІЯ О ПОГОДѢ.

1592

Императорскій
Институтъ въ Кишиневѣ

ча

проверено
1966 г.

✓

О И

С.-ПЕТЕРБУРГЪ.
Типографія М. А. Александрова (Надеждинская, 43).
1912.

1870

1870

1870

ПРЕДИСЛОВІЕ.

Настоящая книга является обработкою лекцій, читанныхъ ея авторомъ въ Императорскомъ Лѣсномъ Институтѣ. Она предназначалась первоначально исключительно въ видѣ учебнаго руководства для студентовъ Института. Если она является теперь въ свѣтъ, то только по настоянію нѣкоторыхъ друзей и товарищей автора, переработанная и значительно дополненная по сравненію съ тѣми лекціями, которыя послужили для нея первоначальнымъ матеріаломъ и были въ 1904—05 г.г. изданы на правахъ рукописи.

Книга предназначается для того, чтобы познакомить съ метеорологіею читателя, впервые приступающаго къ изученію этой науки, чтобы дать ему отчетливое, возможно краткое, но и достаточно строго обоснованное представленіе о кругѣ явленій, которыми занимается, о методахъ, которыми пользуется эта наука. Поэтому цифровыя данныя въ ней сведены до возможнаго на мой взглядъ, безъ опасенія быть голословнымъ, минимума; поэтому же отсутствуютъ и всѣ ссылки на литературу, которыя можно найти теперь въ существующихъ уже большихъ курсахъ по метеорологіи. Для большаго удобства книга напечатана двумя шрифтами: все, болѣе существенное и важное, набрано крупнымъ шрифтомъ; для частныхъ или фактовъ второстепенныхъ употребленъ петить ¹⁾.

¹⁾ Для болѣе обстоятельнаго ознакомленія съ метеорологіею и климатологіею слѣдуетъ обратиться къ слѣдующимъ руководствамъ и пособиямъ. Общие курсы (съ указаніемъ обширной литературы): *Воейковъ*, Метеорологія (4 части), Спб., 1884; *Ванн*, Lehrbuch der Meteorologie, 1901; 2 Aufl. 1905. По климатологіи: *Воейковъ*, Климаты земнаго шара, Спб., 1884; *Ванн*, Handbuch der Klimatologie, 3 Aufl. 1901—1902. Климатологическіе атласы: *Николъ Глази*, Физ. Observatorien, Спб., 1889; *Bartholomew and Herbertson*, Atlas of Meteorology, 1899. Наконецъ по исторіи метеорологіи въ ея современномъ состояніи—*Hildebrandsson et Teisserenc de Bort*, Les bases de la météorologie dynamique, 2 т. т., 1902—1907.

Книга предполагаетъ знакомство съ математикою и физикою,—по крайней мѣрѣ въ объемѣ обычнаго для среднихъ учебныхъ заведеній курса. Только въ нѣсколькихъ мѣстахъ, гдѣ это было необходимо или гдѣ опущеніе вредило бы ясности и полнотѣ изложенія, пришлось прибѣгнуть къ основаніямъ анализа бесконечно—малыхъ.

Приношу въ заключеніе мою глубокую признательность всѣмъ тѣмъ, кто просмотрѣлъ издаваемую книгу въ ея первоначальномъ видѣ и своими замѣчаніями помогъ мнѣ до извѣстной степени исправить ея начальный текстъ и тѣ промахи и недочеты, которые неизбежны и такъ понятны въ книгѣ, впервые являющейся въ свѣтъ,—особенно А. И. Воейкову, Ю. М. Шокальскому и Д. А. Смирнову. Безъ дѣятельнѣйшей помощи Л. Ф. Рудовица, въ настоящемъ изданіи просмотрѣвшаго всѣ корректуры и подобравшаго для меня рядъ цифръ, а въ первоначальномъ видѣ книги записавшаго и обработавшаго по моимъ чтеніямъ значительную часть текста и сдѣлавшаго для нея многіе чертежи, книга долго, вѣроятно, не увидѣла бы изданія; приношу ему мою сердечную благодарность. Глубоко признателенъ и Совѣту Императорскаго Лѣснаго Института, оказавшему мнѣ значительную помощь при изданіи этой книги.

Г. Любославскій.

С.-Петербургъ.
Императорскій Лѣсной Институтъ.
Декабрь 1911 года.

ЗАМЪЧЕННЫЯ ОПЕЧАТКИ.

Прежде чтенія книги необходимо исправить слѣдующія замѣченныя опечатки.

Страница:	Строка:	Напечатано:	Слѣдуетъ читать:
26	12 снизу	расширяется	измѣняетъ состояніе
26	10 "	расширяется	измѣняетъ состояніе
35	13 сверху	воды	жельза
38	10 "	быть пропорціонально	быть обратно пропорціо- нально
41	11 "	148.12	146.19
41	12 "	149.14	151.18
55	5 "	возможности мало	возможности велико, а ζ—возможности мало
65	14 "	прямоугольникъ	параллелепипедъ
74	14 сверху	образомъ	образомъ
76	9 снизу	въ глубь	вглубь
81	9 сверху	Шергина	Миддендорфа
99	подъ черт. 37	кривыя состоянія	кривыя измѣненія со- стоянія
132	1 сверху	амплитуды	амплитуды
135	4 снизу	48°	68°
142	15 "	въ атмосферу	въ атмосферу
143	11 сверху	количество	количество
153	27 "	колебаній влажности съ высотой	колебаній съ высотой
158	34 "	во всей толщѣ	въ словѣ толщиной въ 1 км.
170	17 "	излученія охлажденіемъ	охлажденія излученіемъ
175	10, 13, 17 "	Сг.	Сі.
182	6 снизу	время	время
190	6 "	осадковъ	осадковъ
193	15 "	количества	количества).
193	11 "	солнцестояніи	солнцестоянія
199	1 "	$k = 0.406 \times d^2$	$k = 0.406 \times d^2$ мал. кал. \times \times мин.
206	1 "	$\frac{d^2v}{dh^2}$	$\frac{d^2v}{dh^2}$
217	1 "	о ны	іоны
223	16 сверху	друго	другого
244	11 снизу	давленія по вертикали останется	давленія останется
252	14 "	$\sin \frac{\varphi_1 - \varphi_2}{2}$	$\sin \frac{\varphi_1 - \varphi_2}{2}$
272	9 "	Петербурга	Палловска
279	18 сверху	воздуха изъ другого	воздуха изъ того и дру- гого

<i>Страница:</i>	<i>Строка:</i>	<i>Напечатано:</i>	<i>Слѣдуетъ читать:</i>
327	17 снизу	съ быстрымъ перемѣщеніемъ	съ перемѣщеніемъ
352	11 "	линій	линій
353	6 "	(на черт. 175)	(на черт. 176)
356	1 сверху	вѣтры въ зимнее... на западъ; на востокъ не измѣнятся; на	вѣтры: въ зимнее... на западъ, на востокъ не измѣнятся по сравненію съ воздухомъ; на
369	3 снизу		уплотненіемъ
370	18 "	уплотненіемъ	видности
373	11 "	видности	видности
380	18 сверху	возможно <i>предсказаніе</i>	возможно будетъ <i>предсказаніе</i>
390	18 снизу	почвы рѣкъ	почвы, рѣкъ
392	22 сверху	ея	ея

ОГЛАВЛЕНИЕ.

	стр.
Предисловіе	III
Введение.	1— 25
1) Погода, — предметъ метеорологіи; метеорологическіе элементы— стр. 1. 2) Методы, которыми пользуется метеорологія—4. 3) Усло- вія, опредѣляющія круговоротъ энергии въ атмосферѣ—8. 4) Методы среднихъ величинъ—13. 5) Сроки и организація метеорологиче- скихъ наблюденій—15. 6) Самоизмѣщающіе приборы—18. 7) Графиче- скіе методы, изолінии и изоповерхности—21. 8) Формула Ламберта— Бесселя—23.	
СТАТИКА АТМОСФЕРЫ.	
Среда, изучаемая метеорологією.	26— 37
9) Плотность и вѣсъ воздуха—стр. 26. 10) Законъ равнѣнія давления съ высотой—28. 11) Высота атмосферы; составъ ея на различныхъ высотахъ—30. 12) Теплопроводность, теплоемкость и прозрачность атмосферы—35.	
Источники энергии въ атмосферѣ.	37— 55
13) Источники энергии на землѣ, лучистая энергія солнца— стр. 37. 14) Основные законы радиации; факторы, ее опредѣляю- щіе—40. 15) Периодическія измѣненія радиации при отсутствіи атмосферы—42. 16) Поглощеніе лучистой энергии атмосферою—45. 17) Методы измѣренія солнечной радиации—46. 18) Величины, опре- дѣляющія солнечную радиацию; ходъ ея по наблюденіямъ—51.	
Дѣятельность тепловой энергии въ дѣятельномъ и ближайшихъ къ нему слояхъ суши и водѣ.	55— 93
19) Процессы, возникающіе подъ дѣйствіемъ радиации на зем- ной поверхности; дѣятельный слой—стр. 55. 20) Общія условия, влияющія на объемъ тепла въ почвѣ—61. 21) Методы опредѣле- нія температуры почвы—67. 22) Периодическія измѣненія темпера- туры почвы—68. 23) Вліяніе покрова на температуру почвы—74. 24) Температура болѣе глубокихъ слоевъ земной коры—79. 25) Условия объема энергии въ водныхъ массахъ—81. 26) Методы и результаты наблюденій—84. 27) Замерзаніе бассей- новъ—86. 28) Морскія теченія—90.	
Вліяніе тепловой энергии въ атмосферѣ.	93—142
29) Адиабатическое измѣненіе температуры въ восходящихъ и нисходящихъ токахъ—стр. 93. 30) Измѣненіе температуры съ высо- той въ свободной атмосферѣ; условия равновѣсія воздушныхъ массъ—97. 31) Способы опредѣленія температуры воздуха—103. 32) Вертикальное распределеніе температуръ по вертикали—105. 33) Вліяніе вѣтра въ распределеніи температуръ по вертикали подѣ	

дѣйствіемъ инсоляціи или излученія—108. 34) Периодическія измѣненія температуры воздуха—113. 35) Вліяніе мѣстныхъ условій на периодическія колебанія температуры воздуха—123. 36) Вліяніе растительнаго покрова на температуру нижнихъ слоевъ воздуха—127. 37) Цифры, характеризующія периодическій обмѣвъ тепла въ воздухѣ—132. 38) Географическое распрежденіе температуръ въ нижнемъ слоеѣ воздуха—134.

VI. **Круговоротъ воды въ атмосферѣ.** 142—205

39) Испареніе; способы его измѣренія—стр. 142. 40) Периодическія измѣненія испаренія; факторы, вліяющіе на него—144. 41) Влажность воздуха, приборы для ея опредѣленія—148. 42) Распрежденіе паровъ въ атмосферѣ по вертикали—151. 43) Периодическія колебанія влажности—154. 44) Вліяніе растительнаго покрова на влажность—157. 45) Распрежденіе влажности по земной поверхности—160. 46) Конденсация паровъ; ея различныя случаи—162. 47) Строеніе тумана и облаковъ, процессы ихъ образованія—166. 48) Формы облаковъ; ихъ классификація—174. 49) Высота облаковъ, периодическія измѣненія ея—176. 50) Свѣтотыныя явленія въ облакахъ—178. 51) Облачность; ея периодическія измѣненія; распрежденіе по земной поверхности—182. 52) Осадки—185. 53) Измѣреніе осадковъ; ихъ количество и интенсивность; ливни—188. 54) Распрежденіе осадковъ по земной поверхности, ихъ периодическія измѣненія—190. 55) Туманъ; роса, иней, заморозы, гололедица—195. 56) Снѣгъ; снѣговой покровъ—197. 57) Вліяніе льда на осадки—202.

VII. **Электрическое поле атмосферы** 205—227

58) Электрическое поле, величины, его характеризующія—стр. 205. 59) Результаты наблюдений надъ электрическимъ полемъ атмосферы. Периодическія его измѣненія—209. 60) Ионизація атмосфернаго воздуха; ея источники—214. 61) Электрическое поле какъ слѣдствіе ионизаціи атмосферы—220.

VIII. **Давленіе воздуха.** 227—237

62) Измѣреніе давленія; поправки барометра—стр. 227. 63) Периодическія измѣненія атмосфернаго давленія—228. 64) Географическое распрежденіе давленія—231.

ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ.

IX. **Механизмъ конвекціи** 238—266

65) Опытъ Шпрунга—стр. 238. 66) Основныя условія равновѣсія среды, находящейся подъ дѣйствіемъ силы тяжести; градиентъ—240. 67) Конвекція въ свободной массѣ газа—245. 68) Силы, деформирующія движеніе—251. 69) Вихревое движеніе массъ воздуха—253. 70) Причины возникновенія вихревыхъ системъ—261. 71) Идея В. Томсона, Бьерквесса и Саядштрома относительно механизма конвекціи—263.

X. **Вѣтеръ; общій круговоротъ атмосферы** 266—281

72) Вѣтеръ; приборы для наблюденія—стр. 266. 73) Измѣненіе скорости вѣтра съ высотой—269. 74) Суточный ходъ вѣтра—271. 75) Вліяніе преградъ и льда на вѣтеръ—273. 76) Общій круговоротъ атмосферы, причины его возникновенія—274.

XI. **Вихри съ горизонтальной осью** 281—287

77) Типы вихрей съ горизонтальной осью—стр. 281. 78) Бризы—282. 79) Горные и долинные вѣтры—284. 80) Муссоны—284. 81) Пассаты—286.

XI. Вихри съ вертикальной осью	стр. 287—339
--	--------------

82) Различные случаи вихревого движения съ вертикальной осью—стр. 287 83) Барометрический минимум—288. 84) Облик погоды въ минимумъ—293. 85) Тропическіе минимумы—300. 86) Барометрический максимум; обликъ погоды въ немъ—306. 87) Основные условия, опредѣляющія движение вихрей—311. 88) Движение барометрическихъ минимумовъ—317. 89) Перемѣщеніе барометрическихъ максимумовъ—321. 90) Движеніе сопряженныхъ вихревыхъ системъ—323. 91) Возникновеніе и условия развитія вихрей съ вертикальной осью—325.

ПОГОДА И КЛИМАТЪ.

XII. Измѣненія погоды подъ влияніемъ вихрей	340—383
---	---------

92) Соотношеніе между погодою и климатомъ—стр. 340. 93) Сивны погоды подъ влияніемъ движенія вихрей съ вертикальной осью—342. 94) Пути минимумовъ и максимумовъ сѣвернаго полушарія—347. 95) Второстепенныя формы распредѣленія давленія—349. 96) Волны холода и тепла—356. 97) Февъ, бора, суховѣи и другіе мѣтельныя вѣтры—358. 98) Смерчи и торнадо—360. 99) Граоза; явленія, сопровождающія ее—362. 100) Градь—370. 101) Огни св. Эльма; пожарныя сіянія—372. 102) Связь между погодою въ различныхъ частяхъ земнаго шара—376. 103) Типы погоды для Европы—378. 104) Предсказаніе погоды—379.

XIII. Климатъ	383—408
-------------------------	---------

105) Основные типы климата—стр. 383. 106) Климатъ Россіи—392. 107) Типичныя мѣтлы отклоненія климата въ зависимости отъ мѣтельныхъ причинъ—398. 108) Измѣненія климата въ историческую эпоху—403.

Предметный указатель	409
--------------------------------	-----



ВВЕДЕНИЕ.

1. Погода, предмет метеорологій: метеорологическіе элементы. Метеорологію опредѣляютъ обыкновенно — какъ науку о погодѣ, т.-е. какъ науку, имѣющую своею задачею изучить законы, управляющіе постоянно нами наблюдаемыми смѣнами погоды. Такое опредѣленіе однако недостаточно, когда приходится выяснять болѣе точно тѣ методы изслѣдованія, которые должны быть примѣняемы этою наукою, и тѣ задачи, которыя она себѣ должна поставить. Чтобы точнѣе опредѣлить метеорологію, — какъ науку, — необходимо остановиться прежде всего на самомъ понятіи погоды; надо попытаться дать себѣ отчетъ въ томъ, что такое эта погода сама — по себѣ, чѣмъ и какъ она можетъ быть опредѣлена и какими признаками характеризуются ея постоянныя измѣненія, составляющія по выше приведенному, хотячому опредѣленію предметъ изученія метеорологій.

Будемъ наблюдать въ теченіе нѣкотораго времени воздушную оболочку земного шара, — атмосферу. Мы увидимъ, что въ цей зметъ все время непрерывная смѣна самыхъ разнообразныхъ процессовъ и явленій; состояніе атмосферы, не говоря уже о поверхности земли съ покрывающими ее тѣлами и предметами, безпрестанно и непрерывно измѣняется. Но при этомъ изслѣдованіе всегда неизвѣнно показываетъ, что составъ самой атмосферы остается существенно постояннымъ, неизмѣннымъ. На эту непрерывную смѣну явленій и процессовъ въ атмосферѣ, на эти постоянныя измѣненія я состоянія натуралистъ можетъ и долженъ смотреть только, — какъ на различныя превращенія той энергии, которая или была запасена ранѣе въ атмосферѣ и въ соприкасающихся съ нею тѣлахъ, или же той энергіи, которая еще продолжаетъ притекать въ моментъ наблюденія извнѣ въ атмосферу. Оттуда бы ни шла эта энергія, уже самое поверхностное наблюденіе убѣждаетъ насъ такимъ образомъ, что въ атмосферѣ идетъ все время, непрерывно рядъ превращеній этой энергіи изъ одного ея вида въ другой, и этотъ рядъ превращеній тѣмъ именно и выражается,

что состояніе атмосферы все время непрерывно измѣняется. Эту безконечную смѣну процессовъ, явленій и состояній въ атмосферѣ въ житейскомъ обиходѣ называютъ *погодой* для натуралиста эта погода есть не что иное, какъ *рядъ превращеній энергии, наблюдаемый нами въ атмосферѣ.*

Общие законы превращеній энергій изъ одного ея вида въ другой изучаетъ физика. А *метеорологія*, такимъ образомъ должна быть опредѣлена, — какъ *наука, составляющая тотъ отъѣлъ физики земного шара, который изучаетъ законы превращеній энергии, наблюдаемыя въ атмосферѣ, какъ наука, изучающая тотъ круговоротъ энергии, который непрерывно совершается въ этой воздушной оболочкѣ земного шара.* Короче сказать, — *метеорологія — энергетика атмосферы.*

Самаго поверхностнаго наблюденія надъ измѣненіями состоянія атмосферы достаточно, чтобы убѣдиться, насколько погода — сама по себѣ — явленіе сложное. Но любое сложное явленіе, — въ частности и погода, — поддается анализу и изученію, если къ изслѣдованію его приступить также, какъ это дѣлается во всѣхъ естественныхъ наукахъ по отношенію къ сложному тѣлу. Для этого необходимо такое сложное явленіе, какъ погода, представляющее собою непрерывную смѣну состояній газообразной среды, — воздуха, расчленивъ на простѣйшіе, элементарнѣйшіе физическіе процессы или физическія явленія, — на такъ называемые *метеорологическіе элементы*, которыми и можетъ быть въ любой моментъ вполне опредѣлено и охарактеризовано состояніе известной массы воздуха. Необходимо затѣмъ изучить каждый изъ этихъ метеорологическихъ элементовъ въ отдѣльности и въ ихъ взаимодействіи одинъ на другой; и только тогда, когда эти составныя части, — элементы погоды, — будутъ вполне изучены и роль каждого изъ нихъ въ общемъ круговоротѣ энергии будетъ выяснена вполне — только тогда можно уже изучать и результатъ ихъ взаимодействія, — само сложное явленіе погоды. Такимъ образомъ возникаетъ вопросъ, какими-же характернѣйшими физическими процессами, явленіями, величинами опредѣлится въ любой моментъ состояніе газовой массы, подобной атмосферному воздуху? Чтобы на него отвѣтить, необходимо припомнить, что такое представляетъ изъ себя съ точки зрѣнія физики тотъ воздухъ, съ которымъ приходится имѣть дѣло при изученіи погоды.

Воздухъ есть, какъ известно, механическая смѣсь нѣсколькихъ газовъ, смѣшанныхъ въ немъ въ очень неодинаковыхъ количествахъ. Въ эти три газы, находящіяся въ воздухѣ, оказываются газами по-

стойными и ни при какихъ атмосферныхъ условіяхъ сжиженію не поддаются. Но кромѣ этихъ газовъ въ воздухъ содержится постоянно еще то въ большихъ, то въ меньшихъ количествахъ вода, — вещество, находящееся здѣсь при температурахъ, недалекихъ отъ его точки плавленія. Вслѣдствіе этого обстоятельства вода можетъ являться въ атмосферѣ то въ твердомъ, то въ жидкомъ, то въ газообразномъ состояніи, то, наконецъ, и въ томъ, и другомъ, и третьемъ одновременно. Въ дополненіе къ перечисленнымъ составнымъ частямъ воздухъ содержитъ еще всегда, — и даже на сравнительно большихъ высотахъ, — довольно значительныя примѣси минеральныхъ и органическихъ веществъ бактеріи, споры грибовъ, зародки растений, пыль и коноть: эти примѣси постоянно встрѣчаются въ воздухъ въ такихъ дозахъ, что могутъ вызывать извѣстные физическіе эффекты.

Если бы въ воздухъ приходилось имѣть дѣло съ одними только постоянными газами, изученіе состоянія такой газовой массы въ любой моментъ было бы сравнительно просто: для постоянного газа его состояніе есть функция только его температуры и упругости. Но, когда въ составъ изучаемой газообразной массы входитъ еще вода, наблюдаемая здѣсь при температурахъ, недалекихъ отъ ее точки плавленія, при которыхъ она можетъ являться то паромъ, не насыщающимъ пространства, то паромъ, близкимъ къ состоянію насыщенія, то жидкостью, то твердымъ тѣломъ, а обыкновенно даже и въ нѣсколькихъ состояніяхъ одновременно, — дѣло значительно усложняется. При этихъ условіяхъ приходится имѣть дѣло съ массой газа, въ которой всегда будетъ присутствовать въ нѣкоторыхъ количествахъ и водяной паръ, и жидкая вода, и тѣла. Съ измѣненіемъ температуры и упругости массы будутъ измѣняться и количества этихъ послѣднихъ составныхъ ее частей, — какъ сложная функция и температуры, и упругости смѣси. При каждомъ измѣненіи въ количествахъ этихъ трехъ видовъ одного изъ тѣлъ вызоветъ еще то поглощеніе, то выдѣленіе энергии въ видѣ теплоты плавленія или парообразования.

Вслѣдствіе указанного сейчасъ обстоятельства знать температуру и упругость воздуха еще недостаточно, чтобы вполне опредѣлить его состояніе въ любой моментъ; состояніе массы воздуха будетъ при различныхъ условіяхъ зависѣть также и отъ количества содержащейся въ ней водяныхъ паровъ, и отъ того вида, въ которомъ эти паровыя тѣла находятся. Оно будетъ опредѣляться еще и тѣмъ, находится ли масса воздуха въ покой, или же она будетъ перемѣщаться, — эти основныя физическія величины, опредѣляющія ее

стояніе атмосферы въ каждый данный моментъ въ любомъ пунктѣ, и будутъ тѣми основными *метеорологическими элементами*, изучение которыхъ необходимо для того, чтобы дать себѣ отчетъ о погодѣ.

Соотвѣтственно сказанному, получаютъ, такимъ образомъ, шесть основныхъ метеорологическихъ элементовъ, опредѣляющихъ погоду: *температура и давленіе* воздуха, его *влажность, облачность и осадки*, характеризующие собою качественно и количественно ту часть водяныхъ паровъ, которая еще не достигла или уже достигла степени насыщения; наконецъ — *вѣтеръ*, причѣмъ характерными для явленія перемѣщенія массъ воздуха являются не только *скорость*, но и *направленіе* этого перемѣщенія.

Но, изучая круговоротъ энергии въ атмосферѣ, мы не имѣемъ права ограничиться этими только основными метеорологическими элементами. Необходимо, конечно, прежде всего, знать общее количество притекающей извнѣ на землю энергіи, чтобы затѣмъ прослѣдить, какъ притокъ нѣкотораго ея количества отозвался на состояніи метеорологическихъ элементовъ. Такъ какъ главнѣйшимъ, — въ сущности единственнымъ источникомъ энергіи для земли является солнце, то надо изучить количество изучаемой имъ энергіи, — *радиацию солнца*. Затѣмъ круговоротъ энергии будетъ происходить не въ одной только изучаемой массѣ воздуха; въ этомъ круговоротѣ неизбѣжно примутъ участіе и всѣ тѣла, окружающія изучаемую массу, то отдавая ей свою энергію, то, напротивъ, отнимая эту послѣднюю отсюда. Этотъ обмѣнъ энергіи между воздухомъ и окружающими тѣлами, вносящій на наблюдаемую массу воздуха, также долженъ быть подвергнутъ изученію; отсюда — дѣльный рядъ факторовъ или *элементовъ второстепенныхъ* по сравненію съ раѣе перечисленными, главными. Такowymi элементами должны явиться различные факторы, опредѣляющіе состояніе *верхняго слоя почвы* или *воды*, соприкасающихся съ воздухомъ.

2. Методы, которыми пользуется метеорологія. Единственный путь, которымъ можетъ изучать метеорологія круговоротъ энергии въ атмосферѣ, — есть путь наблюденія т. е. качественного и количественнаго описанія того, что происходитъ въ атмосферѣ; возможность опыта здѣсь устранена по самому существу дѣла. Съ цѣлью изученія законовъ, управляющихъ смѣнами погоды, приходится устраивать спеціальныя наблюдательныя пункты, — метеорологическія станции, — гдѣ при помощи однообразныхъ, тщательно вывѣренныхъ инструментовъ, совершенно одинаковыми приемами и въ одиѣль и тѣхъ же единицахъ измѣряются въ опредѣленные моменты велич-

цены метеорологических элементов. Однообразие инструментов и приемов—непремѣнное условіе такихъ наблюдений, если мы хотимъ ими далѣе пользоваться: сравнивать между собою можно только однородныя величины.

При помощи обычныхъ метеорологическихъ станцій можетъ быть, однако, изученъ только самый нижній слой атмосферы,—тотъ слой, который доступенъ непосредственному наблюденію. А чтобы изучить круговоротъ энергіи въ атмосферѣ, безусловно необходимо распространить наблюденія и на болѣе высокіе ея слои. Чтобы этого достигнуть, пришлось устраивать метеорологическія станціи на высокихъ горахъ. Но такихъ станцій мало; устройство и содержаніе ихъ стоятъ чрезвычайно дорого; а въ тоже время разстояніе ихъ отъ уровня моря невелико сравнительно съ высотой атмосферы: высочайшая изъ такихъ станцій,—Эль-Мисти, въ Кордильерахъ Южной Америки (Перу),—находилась всего на высотѣ 5850 м. надъ уровнемъ моря и оказалась едва доступной человѣку,—и то лишь вырѣдка, для завода и осмотра самопишущихъ инструментовъ. Признанные къ этой же цѣли, подъемы воздушныхъ шаровъ съ наблюдателями дали въ отдѣльныхъ случаяхъ чрезвычайно важныя данныя для метеорологии высокихъ слоевъ атмосферы. Но для частыхъ, регулярныхъ наблюдений и они служить не могли, такъ какъ подъемъ большихъ воздушныхъ шаровъ слишкомъ дорогъ, а дѣломъ того и разрѣженіе воздуха на большихъ высотахъ дѣлаетъ эти высоты прямо недоступными человѣку: только съ большими предосторожностями удалось Зюрвигу и Берзону изъ Берлина въ 1891 году достигнуть высоты 11000 м.

Цѣлю изученія погоды въ высшихъ слояхъ воздуха двинулось значительно впередъ только въ самое послѣднее десятилѣтіе, когда къ этой цѣли были примѣнены *шары-зонды* и *воздушные змѣи*. Шаръ-зондъ—это небольшой, 1¹/₂—3 м. въ діаметрѣ, резиновый шаръ, наполняемый на ¹/₃ водородомъ; къ нему подвязывается легкій самопишущій приборъ для записи главнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ. Выпущенный на свободу, шаръ поднимается, записывая приборомъ состояние проходимыхъ массъ воздуха,—не рѣдко до весьма большихъ высотъ; затѣмъ лопается вслѣдствіе расширенія водорода и падаетъ внизъ. Такимъ образомъ получены записи до высотъ болѣе 25 километровъ¹⁾. Такіе шары въ настоящее время

¹⁾ Вечеромъ 5 ноября 1908 г. шаръ-зонда въ Уккль (Бельгія) на высоту 11000 м. давление здѣсь менѣе 10 мм. (0012 его величины на уровнѣ моря) температура—67.° на высотѣ около 13 км.

выпускаются одновременно из цѣлаго ряда пунктовъ разъ въ мѣсяць. Еще болѣе важные результаты получены посредствомъ змѣевъ: въ той формѣ, которую ему придали для научныхъ полетовъ, змѣи, легко поднимаясь, обнаруживаютъ замѣчательную устойчивость и обладаютъ достаточной подъемной силой, чтобы поддержать на нѣкоторой высотѣ самопишущіе метеорологическіе инструменты. Этимъ способомъ удалось достигнуть высоты до 6 килом.; на высотѣ 3 килом. Ротчъ, близъ Бостона на Голубой горѣ, сумѣлъ удержать змѣи въ теченіе нѣсколькихъ дней и за все это время получить непрерывную запись метеорологическихъ элементовъ.

Для изучения получаемого посредствомъ наблюдений матеріала метеорологія пользуется различными методами.

Самый первый изъ нихъ по времени его примѣненія — *методъ статистическій*, основанный на сравненіи наблюдений между собою чисто статистическимъ путемъ. Въ примѣненіи къ метеорологическимъ явленіямъ этотъ методъ даетъ очень важные результаты.

Наблюдая въ опредѣленные сроки метеорологическіе элементы и затѣмъ сравнивая послѣдовательныя наблюденія между собою въ каждомъ отдѣльномъ пунктѣ, мы изучаемъ этимъ способомъ *измѣненія элементовъ во времени*. Уже изъ непродолжительнаго сравненія наблюдений въ одномъ и томъ же мѣстѣ оказывается, что всѣ наблюдаемая нами измѣненія погоды распадаются на двѣ, рѣзко различающіяся по характеру группы: одна изъ этихъ измѣненій обнаруживаютъ такую правильность въ своихъ повтореніяхъ съ теченіемъ времени, что *періодическій* характеръ этихъ *измѣненій* стоитъ вне всякаго сомнѣнія и оказывается въ самой тѣсной связи съ суточнымъ движеніемъ земли около оси и годовымъ вокругъ солнца. Другая группа измѣненій, напротивъ, никакой правильной повторяемости, не смотря на всѣ усилія ее обнаружить, на первый взглядъ не проявляетъ: эти послѣднія, *неперіодическія измѣненія* падаютъ внезапно, безъ всякой ясно видимой причины и, накладываясь на фонъ измѣненій періодическихъ, совершенно на первый взглядъ затемняютъ всякую правильность въ смѣнахъ погоды. Для обнаруженія періодическихъ измѣненій статистическій методъ и оказывается чрезвычайно полезнымъ: какъ-бы ни осложнялось неперіодическими измѣненіями извѣстное явленіе, сравнивая его за продолжительное время посредствомъ средних величинъ для отдѣльныхъ моментовъ, можно всегда обнаружить въ немъ извѣстную періодичность, если она только, конечно существуетъ. По закону большихъ чиселъ, лежащему въ основѣ статистическаго метода, *при большомъ числѣ наблюденій вѣроятность что всякое уклоненіе*

отъ известной правильности въ одну сторону беретъ уравновѣшено соответствующимъ уклономъ противоположнаго знака, беретъ тѣмъ больше, чѣмъ больше число наблюдений. Такимъ именно образомъ, накопивъ рядъ наблюдений известной продолжительности, составляя изъ этихъ наблюдений среднія величины для определенныхъ промежутковъ времени или моментовъ и исключая этимъ путемъ съ большей или меньшей полнотою непериодическія смѣны, изучаетъ метеорологія періодическія измѣненія погоды.

Для изученія непериодическихъ измѣненій погоды приходится применять *методъ синоптической*. Статистическій методъ, какъ только что было указано, даетъ картину измѣненій погоды во времени для каждаго отдѣльнаго пункта, но совершенно не даетъ *пространственнаго распребленія* этихъ измѣненій. Для этой послѣдней цѣли приходится при помощи цифръ или особыхъ условныхъ знаковъ наносить величины метеорологическихъ элементовъ въ отдѣльные моменты или за известные промежутки времени на географическую карту, на которой и возможно уже сразу, одновременно видѣть распребленіе какого нибудь элемента или всей погоды на большихъ площадяхъ. Этимъ путемъ удалось выяснять связь измѣненій погоды съ вихревыми движеніями атмосферы, удалось установить исключительно путемъ наблюдений нѣкоторые законы движенія известныхъ вихревыхъ системъ и применить эти законы на практикѣ къ предсказанію погоды.

Такимъ путемъ можетъ быть изучаемо не только состояніе атмосферы для отдѣльнаго момента или промежутка времени; нанесеніе на карту среднія величины, полученные статистическимъ методомъ за известный промежутокъ времени, можно также послѣдовать нѣкоторое среднее, нормальное для данного промежутка состояніе любого метеорологическаго элемента въ его пространственн~~ое~~ **распребленіи**.

Для того, чтобы окончательно разобраться въ наблюдаемыхъ смѣнахъ погоды, недостаточно еще, однако, изучить періодическія ея измѣненія съ чисто внѣшней стороны: недостаточно и географическаго изученія ея непериодическихъ измѣненій. Колебленія погоды метеорологіи — полное и всестороннее изученіе механизма погоды: ни статистическій, ни синоптический методъ въ отрывкѣ отъ этой конечной цѣли не приводятъ и привести не могутъ, такъ какъ изучаютъ отдѣльныя части одного общаго во времени и пространства, а не изучаютъ ее въ значительной мѣрѣ стороны. Только путемъ живого, полнаго усвоенія себѣ всего механизма погоды во

всей его гранизной *элементарности* *чужна*, очевидно, идти нѣкоторымъ инымъ путемъ.

Метеорологія, какъ было уже указано, есть отъѣловъ физики, изучающей атмосферу. Поэтому единственный путь, которымъ можетъ она идти къ постепенному выполнению поставленной ею себѣ цѣли, есть путь физическаго изслѣдованія атмосферы т. е. путь чисто физическаго изученія данныхъ, получаемыхъ непосредственно наблюденіемъ.

За последнее время метеорологія дѣйствительно и вступила на этотъ путь, и результаты этого оказались чрезвычайно плодотворными: изъ климатологіи и синоптической метеорологіи, изучавшихъ только отдѣльныя стороны задачи и очень мало выяснявшихъ внутренней механизмъ погоды, метеорологія быстро превращается въ дѣйствительную физику атмосферы. Чѣмъ дальше, тѣмъ болѣе остаются назади и чисто статистическій, и чисто синоптический методъ, тѣмъ болѣе развиваются дѣйствительная динамика и термодинамика атмосферы. Только основываясь на почвѣ законовъ физики и механики, явилась возможность уже уразумѣть многого въ механизмѣ погоды, выяснитъ многія темныя стороны этого объекта метеорологическаго изслѣдованія.

3. Уловія, опредѣляющія круговоротъ энергіи въ атмосферѣ.
Сказанное выше о предметѣ метеорологіи и методахъ, которыми она должна пользоваться, достаточно ясно опредѣляетъ и ближайшія задачи этой науки: надо, значить, изучитъ основные метеорологическіе элементы и тѣ измѣненія, которыя въ нихъ возникаютъ — какъ результатъ круговорота энергіи въ атмосферѣ. Когда такая задача поставлена, возникаетъ прежде всего вопросъ: какъ подступиться къ ней и въ какомъ порядкѣ должно вести изученіе намѣченныхъ явленій. Чтобы яснѣе представить себѣ путь, которымъ придется идти, слѣдуетъ глубже вникнуть въ вопросъ, передъ нами стоящій.

Въ безграничномъ міровомъ пространствѣ, окруженный со всѣхъ сторонъ только средой неувлимо — малой плотности, все проникающимъ свѣтовымъ эфиромъ, по которому свободно могутъ передаваться въ любомъ направленіи энергія лучистая, энергія тяготѣнія и энергія электрическая, совершаетъ свой путь обособленно отъ другихъ небесныхъ тѣлъ земной шаръ, ничѣмъ съ ними кромѣ этой эфирной среды не соединяемый. Однако обособленность эта — только кажущаяся. Сдерживаемый тѣми потоками энергіи тяготѣнія, которые на него льются отъ центральнаго тѣла солнечной системы, земной шаръ вмѣстѣ съ прочими членами этой системы совершаетъ

сложный, но теперь точно определенный путь въ мировомъ пространствѣ. Онъ вращается при этомъ около своей оси во-первыхъ, вокругъ центрального тѣла системы, — солнца, во-вторыхъ, и наконецъ вмѣстѣ съ этимъ центральнымъ тѣломъ вся солнечная система, — въ томъ числѣ и земной шаръ, движется еще куда-то, въ неизвѣстныя пока области мирового пространства.

Черезъ посредство окружающей эфирной среды отъ центрального тѣла солнечной системы и отъ другихъ небесныхъ тѣлъ во все стороны льются потоки лучистой энергіи, энергіи тяготѣнія, энергіи электрической. Встрѣчая на своемъ пути нѣкоторое тѣло, — земной шаръ, — эти потоки энергіи извѣстнымъ образомъ имъ трансформируются въ другіе виды энергіи. Подъ дѣйствіемъ этихъ потоковъ на принимающемъ ихъ тѣлѣ возникаетъ извѣстный рядъ явленій, представляющихъ собою круговоротъ полученной энергіи.

Допустимъ сначала, что разсматриваемое тѣло неподвижно и что притокъ энергіи на него отсутствуетъ. Какъ результатъ ранѣе сообщенной этому тѣлу энергіи, на немъ будутъ дѣйствовать различныя физическія агенты, различныя формы энергіи (физическія силы). Когда притока энергіи извнѣ нѣтъ, эти различныя агенты мало по малу должны придти къ нѣкоторому окончательному, устойчивому состоянію, должны извѣстнымъ образомъ, съ нѣкоторою правильностью распределиться и въ этомъ тѣлѣ, и вокругъ него, — въ окружающей его средѣ.

Изъ различныхъ физическихъ агентовъ или тѣлъ формъ, въ которыхъ можетъ проявиться ранѣе полученная тѣломъ, — въ нашемъ частномъ случаѣ земнымъ шаромъ, — энергія, первоначальное значеніе будутъ имѣть: энергія тепловая, ибо въ нее легче всего переходятъ все другія формы энергіи, энергія механическая, къ которой въ существѣ сводятся и все проявленія энергіи тяготѣнія, энергія электрическая, наконецъ энергія химическая, къ которой относятся нѣкоторые процессы въ растительномъ и животномъ мѣрѣ: дыхательная, впрочемъ, въ данномъ случаѣ не имѣетъ значенія, такъ какъ процессы, ею обусловленные, стоятъ внѣ рамокъ нашего изслѣдованія.

Когда эти агенты пріобрѣли нѣкоторое устойчивое, стационарное — такъ какъ оно ничѣмъ, по предположенію, не нарушается, — состояніе, обусловленное физическими свойствами земного шара, и частей его атмосферы и окружающей эфирной среды, въ разномѣрномъ тѣлѣ и вокругъ него, очевидно, создадутся стационарныя устойчивыя, находящіяся въ равновѣсіи:

1) *дѣйствіе тяжести (или поле тяжести)*, въ кото-

ромъ силы тяготѣнія убываютъ въ нѣкоторомъ опредѣленномъ порядкѣ, съ извѣстной правильностью; оно выразится тѣмъ, прежде всего, что давленіе любого вѣсого тѣла на горизонтальную подставку будетъ убывать по мѣрѣ удаленія отъ центра земли.

б) *распределение электрическихъ силъ* (поле электрическое и магнитное);

в) *распределение температуръ* (или, если можно такъ выразиться ¹⁾, *поле термическое*) какъ въ самомъ земномъ шарѣ, такъ и въ окружающей его атмосферѣ.

Но при этомъ необходимо еще имѣть въ виду, что значительная часть земной поверхности покрыта водою; вслѣдствіе этого нѣкоторая часть полученной энергіи непременно будетъ израсходована на испареніе и въ земной атмосферѣ вслѣдствіе этого измѣнится запасъ содержавшихся въ ней паровъ. Когда нѣтъ больше притока энергіи, эти пары, извѣстнымъ образомъ распредѣлившись въ атмосферѣ, создадутъ чрезвычайно важный для изученія процессовъ погоды факторъ, —

д) *распределение или поле влажности*, характеризуемое опредѣленнымъ содержаниемъ паровъ въ различныхъ частяхъ атмосферы.

Теперь пусть на разматриваемое тѣло начинается притокъ энергіи, да при томъ еще периодически вслѣдствіе двойного вращенія земли около оси и вокругъ солнца мѣняющійся въ теченіе сутокъ и въ теченіе года. Подъ влияніемъ этого периодическаго притока энергіи и ея преобразованій въ принимающемъ тѣлѣ и окружающемъ его пространствѣ должны возникнуть или произойти въ этой системѣ наложенныхъ другъ на друга полей (тяжести, термическомъ, электрическомъ и влажности) измѣненія. Они возникнутъ прежде всего, конечно, въ тѣхъ силахъ или агентахъ, въ которые легче всего переходитъ льющаяся на земной шаръ энергія; такъ какъ легче всего всякая энергія переходитъ въ тепловую, то прежде всего такимъ образомъ возникнутъ періодическія возмущенія или измѣненія именно въ термическомъ полѣ земного шара. Эти измѣненія немедленно вызовутъ измѣненія и въ полѣ тяжести, и въ полѣ электрическомъ, и въ полѣ влажности, въ первомъ и второмъ — косвенно, ибо лучшая энергія прямо, непосредственно въ энергію электрическую или энергію тяготѣнія при атмосфернымъ условіяхъ въ большихъ количествахъ перейти не можетъ. (Слѣдовательно, измѣненія въ этихъ поляхъ являются уже только

¹⁾ Здѣсь терминъ „поле“ долженъ имѣть въ сущности вѣсколько иное, чѣмъ въ двухъ предыдущихъ случаяхъ значеніе. Такъ какъ здѣсь нѣтъ никакихъ силъ, подобныхъ существующимъ въ полѣ тяжести или электрическомъ.

какъ результатъ или слѣдствіе измѣненій въ полѣ термическомъ или полѣ влажности. Измѣненія эти должны пойти не въ горизонтальномъ только, но и въ вертикальномъ направленіи вслѣдствіе теплопроводности, а главное—подвижности атмосферы и водныхъ массъ, покрывающихъ твердую оболочку земного шара.

Но этого мало! Будь атмосфера средою, не обладающею подвижностью или пдѣ притоку энергии не въ томъ направленіи, въ какомъ она распространяется дѣйствительно, періодическими измѣненіями исчерпаны были бы въ полной мѣрѣ все тѣ возможные процессы, которые могутъ имѣть мѣсто въ атмосферѣ. Дѣло обстоитъ въ дѣйствительности несравненно сложнее, и въ этомъ—коренная причина крайней запутанности всѣхъ явленій погоды. Если масса подвижной жидкости, находящейся подѣ дѣйствіемъ силы тяжести, нагрѣвается *сверху*.—передача тепла пойдетъ только теплопроводностью, а жидкость все время остается въ равновѣсіи. Пусть притокъ тепловой энергии періодически мѣняется,—ничего кромѣ періодическихъ измѣненій теплового состоянія во взятомъ столбѣ жидкости наблюдать не придется. При томъ эти періодическія смѣны теплового состоянія, подчиняющіяся законамъ теплопроводности, могутъ быть даже предвычислены, если будутъ измѣнены періодическія колебанія температуры въ нагрѣваемомъ непосредственно верхнемъ слое. Но опытъ этотъ можетъ быть поставленъ иначе: если нагрѣваніе начнетъ дѣйствовать *снизу*, всѣ законы теплопроводности дѣлаются непримѣнимыми, такъ какъ состояніе жидкости устойчиво только тогда, когда плотности въ ней растутъ сверху внизъ. Нагрѣваніе снизу сразу вноситъ возмущеніе въ правильное распределеіе плотностей: массы малой плотности называются внизъ, подѣ массами большей плотности: равновѣсіе дѣлается неустойчивымъ, и въ данной массѣ жидкости начинается *инверсія*, совершенно нарушающая типичное распределеіе плотностей и вмѣстѣ съ тѣмъ производящая нераспределеіе энергии *инверсивнымъ* путемъ,—совершенно помимо законовъ теплопроводности.

Тоже самое происходитъ и въ земной атмосферѣ. Воздухъ, — это вь всякій газъ,—тоже жидкость, только съ значительно меньшимъ коэффициентомъ внутренняго тренія, обладающая вслѣдствіе этого несравненно большей подвижностью. Черезъ подвижныя, прозрачныя массы этого воздуха потоки лучистой энергии, сравнительно значительно нагрѣвая непосредственно эти массы, падаютъ на непрозрачную земную поверхность и здѣсь трансформируются въ теплоту, нагрѣвая именно *это подвижнаго воздушнаго*

океана. Слои малой плотности при этомъ появляются внизу, подъ слоями плотности существенно большей, равновѣсіе воздушныхъ массъ дѣлается явно неустойчивымъ. А при неустойчивомъ равновѣсіи часто уже ничтожный импульсъ—въ состояніи вызвать грандиозный круговоротъ массъ, а вмѣстѣ съ ними и запасенной въ нихъ энергии, гдѣ этотъ импульсъ проявится, съ какого пункта начнется вызванный имъ круговоротъ, предугадать на первый взглядъ нѣтъ возможности. Такимъ именно образомъ, какъ результатъ сложившихся условий,—въ атмосферѣ параллельно съ періодическими измѣненіями возникаютъ измѣненія неперіодическія, накладывающіяся на фонъ первыхъ и кореннымъ образомъ осложняющія и запутывающія смѣны погоды. И этотъ второй классъ или типъ измѣненій происходитъ и развивается не только въ горизонтальномъ, но и въ вертикальномъ направленіи.

Вышеприведенныя разсужденія намѣчаютъ ясный планъ для изученія круговорота энергіи въ атмосферѣ.

Прежде всего должно быть изучено, очевидно, стаціонарное распределеніе различныхъ физическихъ факторовъ, опредѣляющихъ то состояніе атмосферы, какое получилось бы, если бы отсутствовали и періодическія, и неперіодическія въ нихъ измѣненія. Такъ какъ изъ сказаннаго выше ясно, что періодическія измѣненія раньше всего скажутся въ термическомъ полѣ атмосферы, затѣмъ на полѣ влажности и уже далѣе косвенно отразятся и на полѣ тяжести, и на полѣ электрическомъ, то само собою понятно, что при изученіи далѣе измѣненій періодическихъ первымъ двумъ категориямъ измѣненій должно быть отведено и первенствующее мѣсто. Эти вопросы составляютъ область, такъ сказать, *статикки атмосферы*. Говоря о круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ, невозможно, конечно, обойти вопросовъ о самой средѣ, въ которой совершаются изучаемыя явленія, вопросовъ объ источникахъ и количествахъ получаемой этою средою энергіи и, наконецъ, вопросовъ относительно обмѣна энергіи между атмосферою и соприкасающимися съ нею срединами.—твердою и жидкою оболочками земной поверхности.

Механизмъ измѣненій неперіодическихъ, накладывающихся на періодическія, равно какъ и тѣ процессы, которые при этомъ могутъ въ атмосферѣ возникнуть и вліять на погоду, должны составлять вторую часть курса и отходить въ область *динамики атмосферы*.

Наконецъ въ третьемъ отдѣлѣ курса должны быть разсмотрѣны на первомъ мѣстѣ тѣ измѣненія погоды, которыя являются ближайшимъ, непосредственнымъ результатомъ наложенія неперіодическихъ измѣненій метеорологическихъ элементовъ на фонъ ихъ

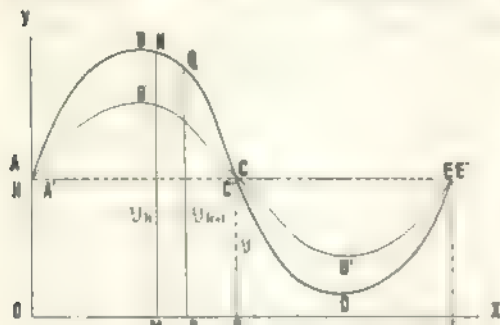
колебаний периодических, — *погода* въ собственномъ смыслѣ этого слова и ея типичнѣйшя, характернѣйшя смѣны. Сюда должно войти далѣе и нѣкоторое среднее состояніе атмосферы за опредѣленные промежутки времени (сутки, мѣсяць, годъ), являющееся характеристическимъ для даннаго пункта земной поверхности, — словомъ то, что принято разумѣть подъ установившимся уже терминомъ «*климатъ*».

Прежде чѣмъ перейти къ изученію метеорологіи, необходимо сначала познакомиться съ нѣкоторыми предварительными свѣдѣніями изъ области этой науки. Къ такимъ предварительнымъ свѣдѣніямъ принадлежитъ прежде всего ученіе о среднихъ величинахъ, къ которымъ часто, почти постоянно приходится прибѣгать. Необходимо также подробно остановиться на метеорологическихъ наблюденіяхъ, лежащихъ въ основѣ всей метеорологіи, на ихъ организаціи и на самыяшущихъ приборахъ, въ значительной степени облегчающихъ и упрощающихъ дѣло наблюденія. Далѣе должно ознакомиться съ графическими методами, которыми въ пиловыхъ размѣрахъ принуждена пользоваться метеорологія. Наконецъ должна быть разсмотрѣна формула Ламберта-Бесселя, которою просто выражаются періодическія измѣненія переменныхъ величинъ, съ какими постоянно приходится имѣть дѣло въ метеорологіи.

4. Методъ среднихъ величинъ. Основная задача метеорологіи состоитъ, какъ было указано выше, въ изученіи круговорота энергіи въ атмосферѣ. Но, чтобы имѣть возможность слѣдить за приходомъ или расходомъ, прибылью или убылью энергіи, необходимо установить какой-нибудь критерій, который позволялъ-бы сравнивать конечные итоги этихъ двухъ процессовъ. Такимъ критеріемъ служитъ методъ среднихъ величинъ, предлагаемый къ изслѣдованію тѣхъ измѣненій, которыя подъ влияніемъ круговорота энергіи происходятъ въ различныхъ метеорологическихъ элементахъ.

Для лучшаго пониманія метода среднихъ величинъ разсмотримъ то, что происходитъ при круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ. Единственнымъ источникомъ энергіи на землѣ является солнце. Въ видѣ потока лучистой энергіи отъ солнца поступаетъ на землю нѣкоторое опредѣленное ея количество; вслѣдствіе прозрачности воздуха оно въ значительной своей части достигаетъ поверхности земли. Встрѣчая почву и другія малопрозрачныя тѣла, лучистая энергія ими поглощается и трансформируется въ тепловую; результатомъ такой трансформации является нагреваніе непрозрачнаго тѣла. Но нагрѣтыя тѣла сейчасъ-же отдаютъ своего тепла, превращающаго снова въ лучистую энергію, переходящую въ болѣе холодное пространство. Слѣдствіемъ этого излученія будетъ охлажденіе тѣла. Въ конечномъ результатѣ тепловое состояніе тѣла, воспринимавшаго энергію, измѣряемое его температурою, и покажетъ намъ, превышаетъ ли притокъ энергіи ея расходъ, или наоборотъ. Въ первомъ случаѣ температура будетъ повышаться, а во-второмъ понижаться.

Будемъ слѣдить за температурою тѣла черезъ небольшіе промежутки времени или записывать ее непрерывно, условимся отсчитывать время по оси абсциссъ OX (на черт. 1), а температуру по оси ординатъ OY ; при накопленіи энергіи кривая температуры будетъ повышаться (часть кривой AB); когда



Черт. 1. Методъ среднихъ величинъ.

приходъ сдѣлается равнымъ расходу, кривая перейдетъ черезъ свою наибольшую величину у B (максимума). Когда излученіе начнетъ преобладать надъ приходомъ тепла, кривая начнетъ опускаться (часть ея BD) и дойдетъ до наименьшей величины у D (минимума), когда расходъ снова сдѣлается равнымъ приходу. При новомъ преобладаніи прихода надъ расходомъ кривая опять начнетъ повышаться и т. д. Окончательный итогъ прихода и расхода энергіи, очевидно, будетъ выражаться измѣненіемъ площади $OAB'CD'E$, ограниченной кривою, осью абсциссъ и ординатами, соответствующими началу и концу взятаго періода. Кривая, построенная за другой такой-же промежутокъ времени, напр за другая сутки, $A'B'(C'D'E)$, будетъ болѣе или менѣе подобна первой. Для сравненія прибыли или убыли энергіи за оба отдѣльные промежутка времени намъ, очевидно, нужно сравнивать площади, ими ограниченные.

Измѣреніе площадей можно производить разными способами. Общеупотребительный способъ измѣренія площадей планиметромъ здѣсь мало приложимъ потому, что трудно планиметромъ слѣдить за всеми изгибами кривыхъ. Если-бы былъ извѣстенъ видъ кривой $ABCDE$, какъ функция абсциссы, площадь можно было-бы вычислять, какъ интегралъ $\int f(x) dx$; практически это не осуществимо. Для практическихъ цѣлей поэтому самый простой способъ будетъ слѣдующій. Разобьемъ промежутокъ OX на безконечно большое число n равныхъ частей и чрезъ точки дѣленія проведемъ ординаты, изображающія температуру въ соответствующіе моменты времени, напр $MN = y_n$, $PQ = y_{n+1}$ и т. д. Вся площадь разобьется теперь на безконечно малыя трапеціи, ибо части кривой, соответствующія безконечно малымъ длинамъ MP , можно принять за прямыя линіи. Площадь трапеціи будетъ равна $MP \frac{y_n + y_{n+1}}{2}$; а вся площадь $OAB'CD'E$ будетъ равна суммѣ площадей всѣхъ трапеціи. Назвавъ ее чрезъ S , если для отдѣльныхъ моментовъ значенія ординатъ были: $y_0, y_1, y_2, \dots, y_n$, получимъ: $S = \frac{OX}{n} (y_0 + y_1 + y_2 + \dots + y_n)$, такъ какъ $MP = \frac{OX}{n}$. Величина $(y_0 + y_1 + y_2 + \dots + y_n)$ или сумма ординатъ, раздѣленная на число ихъ, ибо $y_0 + y_1 + y_2 + \dots + y_n$ можно въ виду того, что y_i мало разнятся отъ y_n , принять равнымъ y_n , и есть средняя ордината данной площади. Если эту среднюю ординату обозначить чрезъ y и чрезъ ея верхній конецъ провести прямую, параллельную OX , то получимъ прямоугольникъ $OKEL$, площадь котораго равна нашей искомой площади. Очевидно, что для двухъ равныхъ промежут-

ковъ времени площади будутъ $S' : S'' = y' : y''$; слѣдовательно, средняя величина дѣйствительно является совершенно строгимъ характеристикомъ для конечнаго результата накопленія или расхода энергій.

Слѣдуетъ замѣтить еще, что, какъ легко видѣть изъ чертежа 1, сумма положительныхъ отклоненій, направленныхъ въ одну сторону отъ прямой KCE , равна суммѣ отрицательныхъ отклоненій, лежащихъ по другую сторону этой прямой, ибо площади отрезковъ ABC и CDE , очевидно, равны. Поэтому можно сказать, что средняя есть норма, около которой колеблется дѣйствительная величина наблюдаемаго элемента.

Если кривая $ABCDE$ была взята за одинъ сутки, то указаннымъ способомъ получимъ среднюю суточную для температуры или для какого угодно метеорологическаго элемента. Среднюю мѣсячную берутъ изъ среднихъ суточныхъ, дѣля ихъ сумму на число дней мѣсяца; среднюю годовую—изъ среднихъ мѣсячныхъ.

Б. Сроки и организация метеорологическихъ наблюдений. При выводѣ понятія о среднихъ величинахъ предполагалось, что мы непрерывно или чрезъ безконечно малые промежутки времени измѣряемъ величину въ некоторомъ метеорологическомъ элементѣ, —именно температуры. Переходя къ дѣйствительнымъ наблюдениямъ, должно прежде всего задаться вопросомъ, сколько наблюдений надо сдѣлать въ сутки, чтобы можно было вывести надежную среднюю для каждаго въ отдѣльности элемента. Если въ сутки дѣлать 24 наблюдения, т. е. черезъ часъ отсчитывать значенія метеорологическихъ элементовъ, въ этомъ случаѣ получимъ среднюю съ точностью, далеко превосходящую ту, которая нужна для практическихъ цѣлей. Но 24 наблюдения чрезъ часовые промежутки въ обыкновенныхъ метеорологическихъ станціяхъ невозможны; поэтому необходимо, ограничиваясь меньшимъ числомъ наблюдений, подобрать сроки для этихъ наблюдений такъ, чтобы получить среднюю суточную для метеорологическихъ элементовъ и изъ небольшого числа наблюдений съ возможно малою погрѣшностью.

Ежечасными наблюдениями на различныхъ большихъ обсерваторіяхъ выяснено, что такихъ сроковъ можно подобрать нѣсколько. Такъ сроки 10 ч. у., 10 ч. дня, 10 ч. в., 2 ч. в. даютъ вполне удовлетворительныя среднія, но неудобны для наблюдателей, тоже самое можно сказать и про сроки 6 ч. у., 6 ч. вечера (комбинація Дове). Въ Россіи, Австріи и въ нѣкоторыхъ мѣстахъ Германіи приняты сроки 7 ч. у., 1 ч. дня и 9 ч. вечера. Эти сроки даютъ среднія суточные для температуры, отличающіяся отъ средней только по ежечаснымъ наблюдениямъ въ большинствѣ случаевъ на десятыхъ долюса. Такие же результаты даютъ наблюдения по срокамъ 7 ч. у., 1 ч. дня и 9 ч. в., употребляемые въ большей части Германіи, въ Швейцаріи, Дании и Норвегіи. Мѣстами приняты два срока 8 ч. у. и 8 ч. вечера¹⁾. Если еще присоединить сюда максимальныя и минимальныя температуры; то тогда—еще ближе къ истинной изъ 24 наблюдений.

Изученія круговорота энергій въ атмосферѣ достаточно такимъ образомъ, что большого числа наблюдений въ каждомъ отдѣльномъ пунктѣ земной поверхности тамъ, гдѣ эти наблюдения недостаточны, на помощь имъ можно

¹⁾ Въ нѣкоторыхъ мѣстахъ всѣ попытки ввести совершенно одновремениыя наблюдения въ нѣкоторыхъ хотя бы Европы до сихъ поръ не привели ни къ какому результату.

придать самопишущие приборы. Но для того, чтобы можно было пользоваться наблюдениями для каких-нибудь выводов, надо, чтобы эти наблюдения давали материал совершенно сравнимый т. е. однородный по своимъ качествамъ. А это возможно только тогда, когда всѣ наблюдения въ различныхъ пунктахъ будутъ производиться строго одинаково, по одинаковымъ программамъ и по тщательнѣ снѣривнымъ между собою инструментамъ. Такимъ образомъ для наблюдений дѣлается необходимомъ организация; необходимо нѣкоторое центральное учрежденіе, которое взяло бы на себя выработку инструкцій, проверку и сравненіе съ эталонами инструментовъ и, наконецъ, контроль надъ наблюдениями.

Наученіе главнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ и тѣхъ измѣненій, которыя въ нихъ обнаруживаются, уже при первыхъ попыткахъ подвести нѣкоторые итоги наблюдениямъ показало, что характеръ измѣненій, претерпѣваемыхъ различными элементами, далеко не одинаковъ. Такъ напр., изучая распредѣленіе давленія воздуха въ пространствѣ, нашли, что для отдѣльныхъ пунктовъ оно весьма мало зависитъ отъ мѣстныхъ причинъ и что только нѣкоторыя общія причины, охватывающія болѣе и менѣе значительный районъ, влияют на его измѣненія, обнаруживающіяся въ силу этого одновременно на большомъ сравнительно пространствѣ. Поэтому изучить давленіе воздуха, его распредѣленіе и его измѣненія можно при ограниченномъ числѣ пунктовъ наблюдений, могущихъ отстоять на сравнительно большаго разстояніи, — тѣмъ не менѣе наши заключенія, выведенныя по ограниченному числу пунктовъ наблюдений, будутъ вѣрны вслѣдствіе указанной причины. Далекое не то наблюдается для другихъ элементовъ, напр. для осадковъ, этотъ элементъ въ его пространственномъ распредѣленіи оказывается настолько капризнымъ и настолько зависящимъ отъ мѣстныхъ причинъ и условий, что для сколько нибудь вѣрной ихъ оцѣнки дождемерныя наблюдения необходимо вести при посредствѣ густой наблюдательной сѣти, причѣмъ станціи должны быть расположены возможно близко одна отъ другой.

Подобныя соображенія привели къ тому, что при сравнительно небольшомъ числѣ большихъ, вѣснѣ благоустроенныхъ, а потому и дорого стоящихъ станцій, приспособленныхъ для наблюдения надъ всѣми главнѣйшими метеорологическими элементами, стали возникать болѣе густыя сѣти менѣе полно обставленныхъ станцій, изучающихъ только одинъ какой-нибудь метеорологическій факторъ, одно какое-нибудь явленіе; таковы именно станціи дождемерныя, снѣгомерныя, грозовыя и т. п.

Центральнымъ русскимъ метеорологическимъ учрежденіемъ, руководящимъ метеорологическими наблюдениями въ Россіи, служитъ Николаевская Главная Физическая Обсерваторія въ С.-Петербургѣ, состоящая при Академіи Наукъ ¹⁾. Она вырабатываетъ планы и инструкціи для наблюдений, подвергаетъ контролю дѣятельность и обрабатываетъ журналы наблюдений станцій, командировать ежегодно специальныхъ лицъ для проверки и ревизии станцій на мѣстѣ.

По окончаніи обработки наблюдений печатаются или въ близкомъ или въ своихъ среднихъ мѣсячныхъ и годовыхъ вывотахъ въ «*Извѣстіяхъ Н. Г. Ф. О.*». Обзоры погоды за болѣе или менѣе продолжительные промежутки времени публи-

¹⁾ Для объединенія въ цѣль метеорологическихъ исследованийъ между различными странами вѣрнѣе — временнѣ соединяются между собой двѣ метеорологическіе конгрессы или конференціи.

куются въ «Ежемесячномъ Бюллетенѣ», «Еженедѣльномъ Бюллетенѣ» и «Ежедневномъ Бюллетенѣ».

По той полнотѣ, съ которою метеорологическія станции ведутъ свои наблюденія, онѣ дѣлятся на русскую метеорологическую сѣти на слѣдующія категории.

а) Станціи I разряда или метеорологическія обсерваторіи. Кромѣ трехъ наблюденій въ сутки надъ основными метеорологическими элементами, при посредствѣ самопишущихъ приборовъ непрерывно записываютъ, а затѣмъ по записи вычисляютъ ходъ этихъ элементовъ, причемъ дается значеніе каждаго изъ нихъ для каждаго часа. Сверхъ того на этихъ метеорологическихъ обсерваторіяхъ ведутся дополнительные наблюденія надъ явленіями, болѣе или менѣе соприкасающимися съ погодою, а также надъ земнымъ магнитизмомъ и спеціальныя изслѣдованія въ области метеорологіи. Таковы магнитно-метеорологическія обсерваторіи въ Цанковскѣ, Екатеринбургѣ, Тифлисѣ и Иркутскѣ. Онѣ доставляютъ не только цѣнный матеріалъ для изученія хода метеорологическихъ элементовъ, но также помогаютъ Г. Ф. О. въ ревизіи и контролѣ станцій и въ обработкѣ наблюденій. Кромѣ этихъ 4 обсерваторій въ послѣднее время подобныя обсерваторіи возникли также при нѣкоторыхъ высшихъ учебныхъ заведеніяхъ.

б) Станціи II разряда I класса производятъ только три раза въ сутки наблюденія надъ всѣми основными метеорологическими элементами, если же, какъ это иногда бываетъ, вследствие близости одной станціи II разряда къ другой, наблюденія надъ атмосфернымъ давлениемъ не производится, то получается станція II разряда 2 класса. Нередко станціи II разряда снабжаются и нѣкоторыми самопишущими приборами; но записи этихъ приборовъ обыкновенно не обрабатываются.

в) Станціи III разряда наблюдаютъ только отдѣльныя явленія изъ элементовъ—по преимуществу осадки, изъ другихъ явленій—грозы, снѣжный покровъ, вскрытіе и замерзаніе рѣкъ.

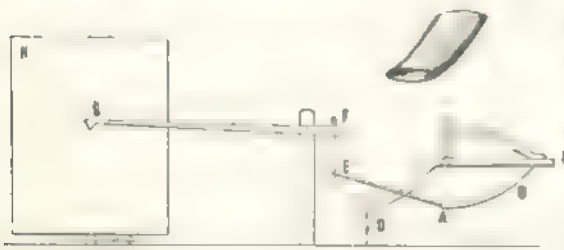
Для различныхъ специальныхъ цѣлей обычныя наблюденія надъ основными элементами могутъ быть недостаточными; приходится производить еще спеціальныя, дополнительные наблюденія. Такъ съ сельско-хозяйственными цѣлями одновременно съ основными метеорологическими наблюденіями необходимо производить также наблюденія надъ температурою почвы, испареніемъ, влажностью почвы и т. п. Для изученія влияния лѣса на климатъ пришлось выработать совсѣмъ особые типы станцій. Длительнѣе выработала два типа такихъ лѣсныхъ станцій—станціи параллельныя и станціи радиальныя. Параллельныя станціи располагаются обыкновенно параллельно, причемъ одна изъ нихъ ставится къ сѣнѣ центрѣ лѣса, подъ влияніемъ всего его комплекса, другая ставится на отдаленномъ мѣстѣ въ такомъ разстояніи отъ лѣса, чтобы быть совершенно внѣ его вліянія. При радиальной системѣ станцій цѣлая группа ихъ наблюдаетъ обыкновенно, какъ извѣщаются всѣ метеорологическіе элементы въ массѣ движущагося вѣтра по мѣрѣ проникновенія его въ лѣсъ. Для этой цѣли располагаютъ станціи такимъ образомъ: отъ центра лѣса, гдѣ находится одна изъ станцій, идутъ главнымъ направленіемъ, именно по направленію господствующаго вѣтра в перпендикулярно къ нему,—идутъ группы станцій, постепенно удаляясь отъ центра лѣса, доходящихъ до его границы и наконецъ совершенно выходящихъ изъ сферы его вліянія.

Для чисто практическихъ цѣлей,—предсказанія погоды,—центральныя учрежденія стремятся къ слѣдующей организаціи. Изъ всѣхъ станцій русской

метеорологической сети выбрано около 200, равномерно распределенных по территории Европейской и Азиатской России и западной Европы. Эти станции ежедневно утром (около 8 часов), а некоторые даже дважды в сутки присылают срочные шифрованные телеграммы с результатами наблюдений в Главную Физическую Обсерваторию. Здесь телеграммы расшифровываются и сообщаемые ими данные наносятся на географическую карту. К 12 часам это заканчивается: на карте проводятся линии равных давлений (изобары) и делаются на основании распределения метеорологических элементов предсказания погоды. Такие карты литографируются и около 3 часов разсылаются подписчикам. Они печатаются также в некоторых газетах. В тех случаях, когда ожидаются бури, наводнения, снежные заносы, по телеграфу сообщаются предостережения в угрожаемых местах.

Срочные наблюдения дают прекрасный контроль над приходом и расходом энергии: но об изменениях метеорологических элементов, происходящих в промежутке между этими сроками, по ним судить нельзя. А такие быстро проходящие явления, как напр. грозы и шквалы, иногда имеют большое значение, резко изменяя погоду. Чтобы следить за изменениями погоды при таких быстрых ее переменах, существуют самопишущие приборы, в которых наблюдатель заставляет за себя работать некоторый механизм.

6. Самопишущие приборы. Самопишущие метеорологические приборы соответственно тем приемам, которыми пользуются для получения записи, разделяются на 4 типа. Самый простой тип — механический; здесь запись показаний некоторого прибора получается чисто механическим путем при помощи передачи рычагами и шарнирами на бумагу, автоматически передвигаемой самими механизмом или часами. В приборах этого типа, однако, вредные



Черт. 2. Схема термографа Риншара, справа вверху съечение трубки.

сопротивления, как напр. трение, жесткость материала, оказываются иногда большими, чем сила, которую можно привести их в движение. Кроме того расстояние, на которое механически можно передать запись, крайне ограничено. Только в последнее время парижской фирме бр. Риншар удалось выработать приборы этого типа, которые благодаря своей простоте и не высокой цене, сделались обще-распространенными.

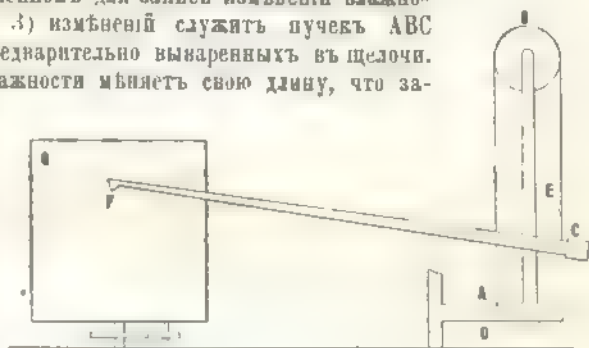
В термограф (черт. 2), названном для записи колебаний температуры, эти последние воспринимаются тонкостенною латунною трубкою АВ с очень плоским эллиптическим съечением, наполненною толстым и наглухо залаянною. Такая трубка, согнутая в дугу, одним концом прикреплена неподвижно к подставке СD, а другой свободный ее конец системой тяг АЕ, ЕF соединяется с пишущим пером FG. Перо имеет форму трехгранной пирамиды, открытой с верхней стороны, и своею вершиною прикасается к бумаге, надетой на цилиндр Н с часами. Такое перо наполняется меденно сохнувшими глицериновыми чернилами; тонкий расщеп на конце пера обеспе-

чивает запись колебаний температуры. Такое перо наполняется меденно сохнувшими глицериновыми чернилами; тонкий расщеп на конце пера обеспе-

живает вытекание чернил, по мѣрѣ надобности, на бумагу. Благодаря тому, что толзолъ расширяется сильнѣе латуни, трубка не можетъ сохранять свою форму при колебаніяхъ температуры: при повышеніи послѣдней трубка, стремясь увеличить свой объемъ, слегка расширяется; при пониженіи температуры трубка должна уменьшить свой объемъ подъ давленіемъ воздуха, а потому согнуться еще больше. Эти движенія свободнаго конца трубки, передавая перу, и даютъ на бумагѣ запись всѣхъ колебаній температуры.

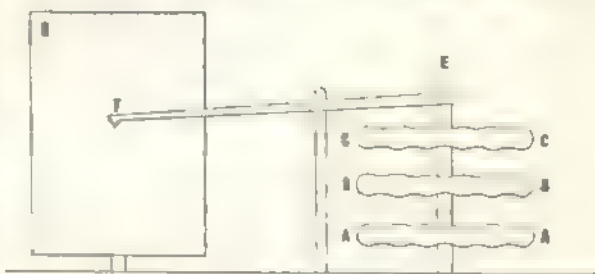
Въ гигрографѣ, назначенномъ для записи измѣненій влажности, приемникомъ (черт. 3) измѣненій служитъ пучекъ ABC человеческихъ волосъ, предварительно вываренныхъ въ щелочи. Волосъ при измѣненіи влажности мѣняетъ свою длину, что записывается на бумагѣ совершенно также, какъ въ термографѣ.

Въ барографѣ, назначенномъ для записи атмосфернаго давленія, органомъ, воспринимающимъ измѣненія давленія, служитъ столбикъ ABC, составленный изъ ряда тонкостѣнныхъ, латунныхъ, съ гофрированной



Черт. 3. Схема гигрографа Рихара.

поверхностью коробочекъ AA, BB, CC, навинченныхъ одна на другую. Изъ коробочекъ вытянуть воздухъ, послѣ чего онъ запаяны наглухо. Столбикъ (черт. 4) однимъ концомъ привѣшенъ къ подставкѣ D прибора. При увеличеніи давленія, вслѣдствіе сдавливанія коробочекъ, столбикъ нѣсколько понижается, при уменьшеніи повышается. Это пониженіе и повышение, при помощи рычаговъ и шарнировъ, передается перу EF и записывается на бумагѣ.



Черт. 4. Схема барографа Рихара.

Во второмъ типѣ сѣлающихся приборовъ за помощь механической

связи дается еще электрический токъ. Черезъ определенное время замыкается этотъ электрический токъ, который, проходя черезъ особый электромагнитъ, заставляетъ якорь послѣдняго прижать легкій штифтъ съ остриемъ къ концу его къ безконечной бумажной лентѣ. Такимъ образомъ легкій штифтъ бумага и отмѣтитъ величину соответствующаго метеорологическаго элемента. Бумага перемѣщается или электромагнитомъ, или же часами.

Къ третьему типу относятся приборы, въ которыхъ для записи примененъ фотографическій принципъ. Высота столба ртути въ барометрѣ или термометрѣ, освѣщенныхъ лампою, фотографируется на чувствительной фотографической бумагѣ, передвигаемой часовымъ механизмомъ. Въ некоторыхъ на-

болѣе употребительныхъ приборахъ этой группы прѣвѣняется система отраженія свѣта отъ подвижнаго зеркала, соединеннаго съ приемникомъ.

Наконецъ четвертый типъ—чисто электрическимъ путемъ передающіе приборы. Въ нихъ приемникъ, реагирующій на измѣненія давнаго элемента, и пишущіе приборы могутъ быть удалены другъ отъ друга на значительныя разстоянія. Въ этомъ—главное удобство приборовъ этого типа.

Когда располагаютъ для записи метеорологическихъ элементовъ самопишущими приборами, можетъ явиться вопросъ, нельзя ли совсѣмъ оставить срочныя наблюденія и пользоваться только въ записями. Обойтись однимъ этими приборами, однако, нельзя по слѣдующимъ причинамъ. Какъ бы совершенно ни былъ устроенъ механизмъ, онъ съ теченіемъ времени способенъ придти въ разстройство: а потому оставить его безъ контроля и сравненія со срочными наблюденіями нельзя. Затѣмъ какъ бы хорошо ни былъ урегулированъ механизмъ и подобранъ для него матеріалъ, все таки нельзя освободиться совершенно отъ нѣкотораго запаздыванія его записи относительно дѣйствительнаго хода элемента (другое послѣдствіе). Срочными наблюденіями получаютъ въ извѣстныя моменты въ сущности абсолютныя величины метеорологическихъ элементовъ, а самопишущіе приборы намъ даютъ всѣ измѣненія, вариации метеорологическихъ элементовъ между сроками наблюденій; поэтому на самопишущіе приборы и надо смотрѣть только, какъ на *приборы, позволяющіе изучить всѣ вариации даннаго элемента между моментами наблюденій.*

Имѣя запасъ самопишущаго прибора, необходимо еще умѣть перевести эти данныя на величины, которыя получились бы при непосредственномъ наблюденіи,—нужно умѣть обработать записи.

Способъ обработки записей самопишущихъ приборовъ математическими приемами основанъ на томъ, что вообще между записью прибора и величинами, получаемыми непосредственными наблюденіями, можно установить зависимость, выражаемую формулою вида $y = a + bx + cx^2$, гдѣ y — значеніе метеорологическаго элемента, найденное наблюденіемъ, а x — значеніе записи инструмента. Значенія a , b , c , наилучше удовлетворяющія всѣмъ наблюденіямъ, можно найти по способу наименьшихъ квадратовъ по этотъ способъ обработки такъ сложенъ, что имъ пользуются теперь крайне рѣдко.

Второй способъ—графическій. Берутъ бумагу, разграфленную взаимно перпендикулярными системами штриховъ на квадратики, и на ней по одному направленію откладываютъ показанія самопишущаго прибора, по другому абсолютныя величины того же элемента. Тогда каждой отмѣлкѣ, прочитанной въ моментъ наблюденія на записи самопишущаго прибора, и данному, найденному непосредственнымъ наблюденіемъ, будетъ на бумагѣ соответствовать одна точка. Рядъ точекъ, нанесенныхъ на графленой бумагѣ, даетъ возможность черезъ нихъ провести непрерывную кривую, наиболее удовлетворяющую всѣмъ нанесеннымъ точкамъ. По этой кривой легко составить таблицу значеній для величины y , при помощи которой можно любое показаніе самопишущаго прибора перевести въ абсолютное значеніе записываемаго элемента.

При хорошемъ уходѣ за Ришаровскими приборами показанія ихъ мало отличаются отъ наблюденныхъ величинъ, и отъ одного наблюденія къ другому разности между записью и наблюденною величиною мѣняются весьма мало. Поэтому, желая вычислить значеніе записи въ моментъ лежащей между наблюденіями, достаточно простымъ интерполированіемъ найти разность для искомаго.

момента по двумъ близъ лежащимъ наблюдениямъ. Напр. для термографа Рихара при наблюдени въ 1 ч. дня была найдена разность $+0,2$, которую надо придать къ его записи въ этотъ моментъ, чтобы получать истинную температуру воздуха; въ 9 ч. вечера разность $+0,7$. Если мы желаемъ найти по записи прибора температуру въ 7 часовъ вечера, то должны къ записи прибавить величину $-0,6$. Въ самомъ дѣлѣ, — за 8 час. (съ 1 ч. дня до 9 ч. веч.) разность увеличилась съ $+0,2$ до $+0,7$ т. е. на $+0,5$; въ теченіе каждаго часа она возрастала на $-0,7/8$ къ 7 часамъ она возрасла на $(+0,5 - 8) \cdot \frac{1}{8} = -0,4$, а вся разность теперь будетъ $0,2 - 0,4 = -0,2$.

7. Графическіе методы; изолиніи и изоповерхности. Методъ среднихъ величинъ, придавая извѣстную систематическую обработку цифровому материалу, получаемому наблюдениями, обладаетъ однимъ существеннымъ недостаткомъ: онъ не отличается особенною наглядностью. Чтобы подсмотрѣть въ рядѣ цифръ извѣстную правильность или закономерность, нужно обладать навыкомъ быстро славывать языкъ цифръ. Между тѣмъ эта наглядность въ цифровомъ материалѣ можетъ быть достигнута сравнительно нетруднымъ путемъ, — именно графическимъ изображеніемъ результатовъ наблюдений. Поэтому графическіе методы и пользуются въ метеорологии самымъ широкимъ примѣненіемъ.

Простейшій способъ изображенія любого ряда цифровыхъ данныхъ есть примѣненіе прямоугольных, прямоугольныхъ координатъ. Всякая метеорологическая цифра является всегда функциею по крайней мѣрѣ двухъ независимыхъ переменныхъ. Одною изъ этихъ переменныхъ можетъ быть время наблюдения, высота надъ поверхностью земли, глубина отъ поверхности земли или отъ водной поверхности и т. д. другою независимую переменную можетъ быть температура, упругость воздуха и т. д., — словомъ какойнибудь изъ метеорологическихъ элементовъ. Откладывая точки, определяемыя этими переменными на разграфленную бумагу, причемъ одну изъ независимыхъ переменныхъ условился откладывать по оси абсциссъ, другую по оси ординатъ, соединяемъ полученные точки непрерывною ломанною или кривою линіею. Чѣмъ больше будетъ для такой кривой взято точекъ, тѣмъ точнѣе начерченная кривая изобразитъ ходъ измѣненія одной изъ переменныхъ въ зависимости отъ измѣненія другой.

Этотъ способъ, — простой и наглядный, когда желаютъ изобразить на плоскости точки, определяемыя двумя независимыми переменными, — непримѣнимъ, если понадобится дать наглядное изображеніе зависимости для точекъ, определяемыхъ тремя переменными. Въ этомъ случаѣ прибѣгаютъ къ особому приему, — а именно такъ называемыя *изоповерхности* и *изолиніи*.

Представимъ себѣ, что наблюдается въ пространствѣ распрежденіе въ данный моментъ какого-нибудь метеорологическаго элемента. Въ такомъ случаѣ для каждой точки пространства мы имѣемъ четыре величины, ее определяющія, — четыре независимыя переменныя. Если наблюдается распрежденіе температуры въ атмосферѣ, то эти четыре независимыя переменныя будутъ температура, наблюдаемая въ данной точкѣ, и три географическія координаты, — долгота, широта и высота точки надъ земной поверхностью. При измѣненіи одной изъ трехъ послѣднихъ величинъ мѣняется и температура точекъ по какому-нибудь определенному закону, но всегда однако такъ, что въ двухъ безконечно близкихъ точкахъ температуры будутъ отличаться одна отъ другой безконечно мало. Слѣдовательно близкія между собою точки будутъ имѣть и почти одинаковыя температуры, ибо никогда никакія физическія величины не

могут изменяться внезапными скачками, — всегда наблюдается в физических изменениях известная плавность или постепенность. Все точки с одинаковыми температурами соединим теперь одною непрерывною, сплошною поверхностью. Будем затѣмъ въ пространствѣ проводить нѣкоторую плоскость, параллельную плоскости горизонта (уровню океана). Пересѣкаясь съ ранее полученною поверхностью, соединяющей все точки с одинаковыми температурами, эта плоскость дастъ намъ нѣкоторую линію, — ломаную или кривую, — вдоль которой, въ силу условия, все температуры одинаковы. Поверхность, такимъ образомъ построенную, принято называть поверхностью равныхъ значений, *изоповерхностью*, или въ нашемъ случаѣ *изотермальною поверхностью*, а линіи равныхъ значений данного элемента — *изолиніями*. — въ нашемъ случаѣ для температуры — *изотермами*. Какую бы другую плоскость ни провели мы въ выбранномъ нами пространствѣ, въ пересѣченіи съ поверхностью равныхъ температуръ она дастъ подобную же изотерму, вдоль которой температуры вездѣ одинаковы; видъ этой изотермы будетъ только конечно нѣсколько иной, чѣмъ на предыдущей плоскости.

Представимъ себѣ далѣе, что въ пространствѣ построена не одна только такая изотермальная поверхность; будемъ строить такія поверхности напр. чрезъ каждый градусъ или вообще чрезъ нѣкоторое определенное число градусовъ. Тогда въ пересѣченіи ряда такихъ поверхностей съ любую плоскостью получится цѣлая система изолиній; каждая изъ нихъ соответствуетъ определенной совершенно температурѣ. Получивъ эти линіи, мы, следовательно, имеемъ на плоскости распределеіе температуръ; такимъ образомъ является возможность связать на плоскости помощью этихъ линій три независимыя перемѣнныя.

Само собою разумеется, что подобныя системы поверхностей и линій можно построить для изображенія распределеіа любого элемента.

Поверхности эти и эти системы изолиній важны не тѣмъ только, что онѣ даютъ ясное представлеіе о пространственномъ распределеіи какого угодно элемента; еще живѣе роль ихъ въ метеорологии потому, что онѣ *позволяютъ очень часто сразу указать, гдѣ находится центръ, возмущающій нормальное, плавное распределеіе данного элемента.*

Системы изолиній чаще всего служатъ для изображенія и изученія горизонтальнаго распределеіа метеорологическихъ элементовъ на земной поверхности, онѣ наносятся тогда на обыкновенной географической картѣ. Но всегда и неизбѣжно въ этомъ случаѣ значеіе данного элемента должно быть отнесено къ нѣкоторой определенной поверхности, напр. къ уровню океана. Если мы имѣемъ изъ непосредственныхъ наблюденій значеіе элемента на равныхъ высотахъ надъ уровнемъ океана, необходимо предварительно эти величины *привести къ выбранной определенной плоскости, — къ уровню океана.*

Когда хотятъ связать распределеіе элемента по высотѣ или въ глубину съ изменениями во времени, системы изолиній носятъ названіе *изолітей*, хотя въ сущности эти системы линій ничѣмъ не отличаются отъ выше указанныхъ изолиній; нерѣдко изолітеями принято изображать на плоскости сразу и суточный, и годовоі ходъ измененийъ различныхъ элементовъ.

Практически построенеіе какихъ угодно изолиній на плоскости основано на томъ предположеніи, что на небольшихъ разстояніяхъ между двумя точками, для которыхъ величины данного элемента известны, изменения этихъ величинъ можно считать пропорціональными разстояніямъ. Поэтому, имѣя напр двѣ

точка, въ которыхъ температуры будутъ $13^{\circ}.8$ и $16^{\circ}.5$, изотерму $+15^{\circ}$ проведемъ между ними отъ первой точки на $12 \frac{27}{27}$ полного ихъ разстоянія и на $15/27$ отъ второй.

8. **Формула Ламберта-Бесселя.** Периодическія измѣненія метеорологическихъ элементовъ совершаются вообще съ такою правильностью въ своихъ повтореніяхъ, что не рѣдко можно ее выразить математически. Такое математическое выраженіе периодичности въ повтореніяхъ нѣкотораго явленія важно потому, что оно даетъ возможность предвычислить время наступленія и величину даннаго явленія; оно служитъ иногда еще указаніемъ на нѣкоторыя важныя, при обыкновенномъ наблюденіи или при выводѣ среднихъ незамѣтныхъ стороны вопроса. Такъ было напримѣръ съ аналитическимъ выраженіемъ суточного хода барометра. Поэтому необходимо познакомиться съ однимъ изъ методовъ гармоническаго анализа, — формулою Ламберта-Бесселя, которою пользуются для математическаго выраженія периодичности нѣкотораго явленія.

Для выраженія существующей въ явленіи периодичности формула Ламберта-Бесселя пользуется тригонометрическими функциями, разлагая неизвѣстную функцию, связывающую наблюдаемыя величины, въ ряды синусовъ. Въ самомъ дѣлѣ, — величина y мѣняется, если давать различныя значенія для x , отъ $+1$ при $x = \pi/2$ до -1 при $x = 3/2\pi$, причемъ она переходитъ чрезъ 0 при $x = 0 = \pi = 2\pi$. Поэтому, если имѣется нѣкоторая величина, значенія которой мѣняются отъ $+A$ до $-A$, гдѣ подъ A разумѣется наибольшее отклоненіе отъ нѣкотораго средняго значенія этой величины, то послѣдовательныя значенія этой величины можно написать въ видѣ

$$y = A \sin x.$$

Давая x различныя значенія отъ 0 до 2π , находимъ, что y будетъ мѣнять свою величину отъ 0 при $x = 0$ до $+A$ при $x = 1/2\pi$, далѣе отъ $+A$ она будетъ убывать до 0 при $x = \pi$, сдѣлается затѣмъ отрицательною и будетъ убывать до $-A$ при $x = 3/2\pi$, послѣ чего снова начнетъ возрастать, приближаясь къ 0 при $x = 2\pi$, послѣ этого всѣ измѣненія y при дальнѣйшемъ увеличеніи x пойдутъ снова въ томъ же порядкѣ. Словомъ всѣ измѣненія y будутъ выражаться кривою линіею, — синусоидою, уравненіе которой и будетъ $y = A \sin x$.

Но предыдущая формула будетъ пригодна только въ томъ случаѣ, когда всѣ измѣненія y совершаются въ обѣ стороны отъ 0. Если же вообще средняя величина y не = 0, предыдущее выраженіе придется измѣнить въ

$$y = B + A \sin x,$$

гдѣ B есть именно среднее значеніе y , около котораго эта величина совершаетъ периодическія колебанія въ обѣ стороны до крайнихъ значеній $y = B + A$ при $x = 1/2\pi$, и $y = B - A$ при $x = 3/2\pi$.

Здѣсь чрезъ x обозначены части *полнаго періода*, который принимается равнымъ 2π , слѣдовательно, если, напр., нужно получить периодическія колебанія какого нибудь элемента въ теченіе сутокъ, то должно принять 2π равнымъ суткамъ и x считать въ частяхъ сутокъ, полагая 1 часть равнымъ $\frac{2\pi}{24}$ и т. д.; при изученіи годовыхъ периодическихъ колебаній 2π должно принять равнымъ продолжительности года, а 1 мѣсяць равнымъ $\frac{2\pi}{12}$ и т. д.

Въ формулѣ $y = B + A \sin x$ для выраженія периодическаго колебанія примѣняется, однако, еще считаться съ слѣдующимъ обстоятельствомъ; здѣсь $y = B$

при $x = 0 = \pi = 2\pi$ т. е. въ началѣ, срединѣ и концѣ періода, — тогда какъ въ дѣйствительности значенія y могутъ быть равными B не въ эти моменты. Въ формулу придется поэтому ввести еще нѣкоторое измѣненіе; въ самомъ дѣлѣ, $y = B$ при значеніи $x = \pi - C = 2\pi - C$, а при $x = 0$, $y = B + A \sin C$, откуда опредѣлится C , соответствующее начальной величинѣ y , тогда формула

$$y = B + A \sin (C + x)$$

уже вполне выразитъ все дѣйствительныя величины y — такъ, какъ онѣ дѣйствительно мѣняются въ теченіе взятаго періода.

Величины A и C обыкновенно называютъ первую — *амплитудой* періодическаго колебанія, C — *фазою его*. Такимъ образомъ подѣ амплитудой должно разумѣть полуразность между наибольшими и наименьшими значеніями нѣкоторой величины y ¹⁾, а фазою — тотъ уголъ, на который придется сдвинуть всю синусоидальную волну для того, чтобы вычисляемая по формулѣ величина y въ началѣ періода соответствовала дѣйствительно наблюдаемой ея величинѣ.

Можетъ, однако, при наблюденіяхъ оказаться, — и это именно имѣетъ мѣсто въ большинствѣ случаевъ, — что періодичность наблюдаемаго явленія будетъ гораздо сложнее, и величины, вычисленныя по предыдущей формулѣ, не будутъ соответствовать дѣйствительности. Для этого-то случая и приходится прибѣгать къ болѣе сложной формѣ періодическихъ колебаній. Ламбертъ указалъ впервые, а затѣмъ Бессель доказалъ строго математически, что любое, периодически повторяющееся явленіе, какъ бы ни было прихотливо и сложено видъ колебанія, можетъ быть приведено къ такому виду:

$$y = B + A_1 \sin (C_1 + x) + A_2 \sin (C_2 + 2x) + A_3 \sin (C_3 + 3x) + \dots$$

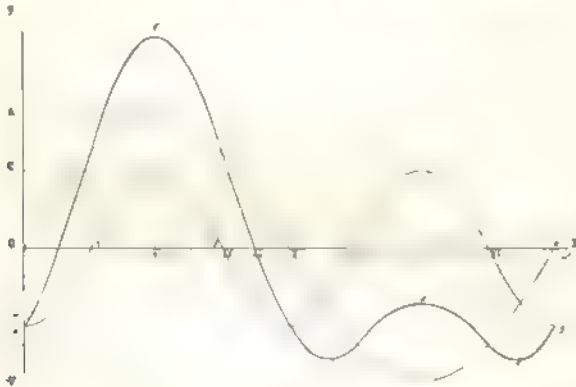
Такимъ образомъ любое періодическое явленіе сводится къ комбинаціи ряда періодическихъ колебаній съ постепенно уменьшающимися періодами; изъ формулы этой видно, на самомъ дѣлѣ, что за тотъ періодъ, когда членъ $A_1 \sin (C_1 + x)$ совершитъ одно полное колебаніе, членъ $A_2 \sin (C_2 + 2x)$ совершитъ два полныхъ колебанія, претерпитъ измѣненія, соответствующія двумъ полнымъ періодамъ, ибо въ него вошло удвоенное x , членъ $A_3 \sin (C_3 + 3x)$ совершитъ три такихъ полныхъ колебанія, соответствующія тремъ полнымъ періодамъ, и т. д. Чрезъ A_1, A_2, A_3, \dots обозначены амплитуды колебаній, соответствующихъ послѣдовательнымъ періодамъ, чрезъ C_1, C_2, C_3, \dots — фазы таковыхъ періодовъ. При этомъ оказывается, что въ огромномъ большинствѣ случаевъ для какого угодно періодическаго явленія достаточно принять во вниманіе два первыхъ члена написаннаго ряда, величины, вычисленныя при этомъ условія, разнятся отъ дѣйствительно наблюдаемыхъ меньше, чѣмъ на погрѣшности наблюдений.

Чтобы на приѣмѣ показать, какъ можно математически рядомъ синусовъ изобразить какое-нибудь сложное періодическое явленіе, допустимъ, что имѣется величина, которая можетъ быть изображена формулою:

$$y = B + A_1 \sin (C_1 + x) + A_2 \sin (C_2 + 2x),$$

¹⁾ Необходимо, однако имѣть въ виду что въ метеорологическихъ практикахъ уже установилось понятіе объ амплитудѣ, какъ о разности между наибольшей и наименьшей величинами даннаго элемента за нѣсколько или нѣмного промежутокъ времени хотя это — математически не точное опредѣленіе. Въ этомъ послѣднемъ значеніи и употребляется далѣе вездѣ понятіе объ амплитудѣ.

и что $C_1 = 0$, $C_2 = \frac{3}{2}\pi$. Тогда можно графически представить всё измѣненіи величины y слѣдующимъ образомъ. Положимъ еще для упрощенія, что $B = 0$, и станемъ откладывать величины y по ординатамъ, а x условимся откладывать по абсциссамъ прямоугольной системы координатъ. Будемъ сначала (черт. 5) откладывать значенія y , вычисленныя изъ выраженія $A_1 \sin x$, давая x всё значенія отъ 0 до 2π . На графикѣ получится синусоида $0a'ed$, если положить, что $0A' = A_1$. Точно также, полагая $A_2 = 0C'$, отложимъ затѣмъ



Черт. 5. Сложеніе періодическихъ колебаній.

значенія y , вычисленныя изъ выраженія $A_2 \sin (\frac{3}{2}\pi + 2x)$, — какъ будто бы y мѣнялся только по этому второму выраженію, получимъ вторую синусоиду $a'' b'' c'' d'' e'' f'' g'' h'' i''$, которая за тотъ же промежутокъ x совершитъ два полныхъ періода измѣненій и будетъ относительно первой синусоиды сдвинута на такую величину ея періода, что ея значеніе, соответствующее $x = 0$, будетъ $y = 0a'' = -A_2$. Но очевидно, что окончательная величина y будетъ сумма ординатъ обѣихъ синусоидъ съ одиночнымъ и двойнымъ періодами измѣненій. Суммируя геометрически ординаты обѣихъ синусоидъ, — какъ результатъ ихъ сложенія мы получимъ кривую линию $a'' b'' c'' d'' e'' f'' g''$, которая и есть действительная величина y изъ выраженія

$$y = A_1 \sin x + A_2 \sin (\frac{3}{2}\pi + 2x).$$

Такимъ образомъ очевидно, что эта послѣдняя сложная кривая $a'' b'' c'' d'' e'' f'' g''$ въ свою очередь и обратно можетъ быть разложена на двѣ первоначальныя синусоиды.

СТАТИКА АТМОСФЕРЫ.

I. Среда, изучаемая метеорологією.

9. **Плотность и вѣсъ воздуха.** Основными физическими величинами для воздуха будутъ его плотность и вѣсъ. Зная ихъ, легко найти законъ измѣненія давленія съ высотой, характеризующій поле силы тяжести въ атмосферѣ тогда, когда она находится въ равновѣсїи; а, имѣя этотъ законъ, намъ будетъ легко изучить и термическое поле, и поле влажности при подобныхъ же условїяхъ въ атмосферѣ.

Какъ и всякій газъ, воздухъ подчиняется тремъ основнымъ законамъ: — закону Бойля-Мариотта, закону Гей-Люссака и закону Дальтона. По первому закону *объемы газа при неизмѣнной температурѣ обратно пропорциональны упругости*; следовательно, называя упругость нѣкотораго объема воздуха чрезъ p , объемъ чрезъ v , а затѣмъ, когда упругость измѣнится въ p_1 , — объемъ черезъ v_1 , имѣемъ соотношеніе $p : p_1 = v_1 : v$, или $pv = p_1v_1 = \text{Const.}$ при какихъ угодно измѣненїяхъ того или другого, лишь бы температура данной массы воздуха осталась при этихъ измѣненїяхъ постоянной. По второму закону — *объемы газа прямо пропорциональны абсолютнымъ температурамъ* (считая за абсолютный нуль температуру въ -273^0), если газъ расширяется безъ измѣненія упругости, или *упругости пропорциональны абсолютнымъ температурамъ*, если газъ расширяется безъ измѣненія объема. Наконецъ, по закону Дальтона *упругость смеси газовъ равна суммѣ парціальныхъ давленій смешивающихся частей*.

Примѣняя эти законы, можно найти плотность и вѣсъ воздуха при какихъ угодно условїяхъ. Плотность т. е. масса единицы объема δ для воздуха при нѣкоторой температурѣ t и нѣкоторой упругости или, что — тоже, при нѣкоторомъ давленїи p будетъ

$$\delta_{t,p} = \delta_0 \times \frac{p}{760} \times \frac{1}{1 + at},$$

гдѣ a — коэффициентъ расширенія воздуха, равный $\frac{1}{273} = 0.00367$, а δ_0 — плотность сухого, обезпыленного воздуха

при 0° и давленіи 760 мм.; при этихъ условіяхъ она будетъ 0.001293.

Вѣсъ единицы объема воздуха т. е. сила, съ которой масса единицы объема притягивается землею подъ дѣйствиемъ силы тяжести, будетъ

$$S = \delta_{t,p} \times g,$$

гдѣ g —ускореніе силы тяжести въ мѣстѣ наблюденія.

Въ дѣйствительности воздухъ всегда болѣе или менѣе влаженъ т. е. содержитъ водяные пары. По закону Дальтона — для смѣси газовъ упругость есть сумма упругостей составныхъ частей. Поэтому, если упругость паровъ, ненасыщающихъ пространство, равна e , то въ массѣ влажнаго воздуха для единицы объема (при упругости смѣси p) масса сухого воздуха будетъ

$$L = \delta \left(\frac{p - e}{p} \right),$$

а масса паровъ—

$$D = \Delta \frac{e}{p} = 0.622 \delta \frac{e}{p},$$

гдѣ Δ — плотность паровъ, равная 0.622δ . Общая масса смѣси въ единицѣ объема будетъ состоять изъ массы сухого воздуха и массы водяного пара, т. е.

$$\begin{aligned} d &= L + D = \delta \left(\frac{p - e}{p} \right) + 0.622 \delta \frac{e}{p} = \\ &= \delta \left(\frac{p - e}{p} + 0.622 \frac{e}{p} \right) = \delta \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) = \frac{\delta}{p} (p - 0.378e). \end{aligned}$$

Поэтому плотность влажнаго воздуха при температурѣ t и упругости p будетъ

$$d_{t,p} = \delta_{t,p} \left(\frac{p - 0.378e}{p} \right)$$

или

$$d_{t,p} = 0.001293 \times \frac{p - 0.378e}{760} \times \frac{1}{1 + at}$$

а вѣсъ единицы объема будетъ:

$$S = d_{t,p} \times g = 0.001293 \times \frac{p - 0.378e}{760} \times \frac{1}{1 + at} \cdot g.$$

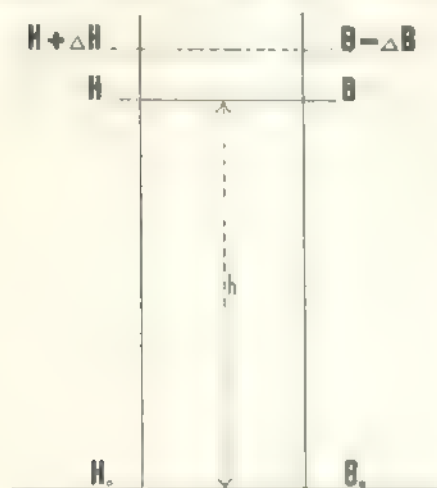
Чтобы найти полное выраженіе для вѣса воздуха, надо имѣть въ виду, что ускореніе силы тяжести g , влѣдствие вліянія центробѣжной силы отъ вращенія земли вокругъ оси, зависитъ отъ широты мѣста; оно уменьшается, кромѣ того, по мѣрѣ увеличенія высоты пункта надъ поверхностью земли. Изслѣдованія показываютъ, что, если принять за норму g подъ широтой 45° , то

$$g = g_{45} (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) \times (1 - \beta z),$$

гдѣ φ — широта мѣста, а z — его высота надъ уровнемъ моря; β — постоянный коэффициентъ. Такимъ образомъ окончательное выраженіе для S будетъ:

$$S = 0.001293 \times \frac{p - 0.378e}{760} \times \frac{1}{1 + at} \times \\ \times (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) \times (1 - \beta z) g_{45}.$$

10. **Законъ измѣненія давленія съ высотой.** Упругость атмосферы, окружающей земной шаръ, должна постепенно убывать по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности. Для изслѣдованія закона уменьшенія давленія съ высотой предположимъ, что въ некоторомъ определенномъ мѣстѣ земной поверхности выдѣленъ изъ всей толщи атмосферы столбъ воздуха съ сѣченіемъ въ 1 кв. см., опирающійся на поверхность почвы; пусть въ избранномъ пунктѣ давленіе, измѣряемое столбомъ ртути въ барометрѣ, равно V_0 , а высота этого пункта надъ уровнемъ моря равна H_0 . Если теперь пересѣчь на некоторой высотѣ h надъ поверхностью земли этотъ



Черт. 6. Измѣненіе давленія съ высотой

столбъ воздуха (черт. 6 — горизонтальною плоскостію, то здѣсь давленіе будетъ уже меньшее, напр. V , а высота надъ уровнемъ моря большая, H . При поднятіи еще на весьма малую высоту $H + \Delta H$, давленіе измѣнится на весьма малую величину, — именно уменьшится на весь столба воздуха высоты ΔH , пусть оно будетъ $V - \Delta V$. Знакъ — придется написать потому, что давленіе съ высотой уменьшается. Разность ΔV , очевидно, будетъ равна вѣсу этого столба воздуха т. е.

$$-\Delta V = S \times \Delta V = S \times \Delta H,$$

гдѣ S — весь единицы объема, а ΔV — объемъ разсматриваемой части столба. Такъ какъ весь S можно считать пропорціональнымъ упругости, то можно написать, что $S = kV$; т. е. $-\Delta V = k \times V \times \Delta H$, гдѣ k — некоторый коэффициентъ пропорціональности.

Переходя къ безконечно малымъ измѣненіямъ V и H , получимъ изъ предыдущаго уравненія

$$db = k \times b \times dh; \quad dh = - \frac{1}{k} \frac{db}{b}.$$

Распространяя этот законъ на весь столбъ воздуха отъ высоты H_0 до высоты H , интегрируемъ написанное уравненіе въ пределахъ отъ H_0 до H и отъ B_0 до B . Мы имѣемъ:

$$\int_{H_0}^H dh = -\frac{1}{k} \int_{B_0}^B \frac{dB}{b}$$

или

$$H - H_0 = -\frac{1}{k} (\text{Lg } B - \text{Lg } B_0) = \frac{1}{k} (\text{Lg } B_0 - \text{Lg } B).$$

Но, такъ какъ $H - H_0 = h$, — то

$$h = \frac{1}{k} \text{Lg } \frac{B_0}{B}.$$

Здѣсь логарифмъ—Наперовскій, натуральный (съ основаніемъ e). Написанное выраженіе и есть окончательный законъ измѣненія давленія съ высотой, который говоритъ, что *при возрастаніи высоты въ арифметической прогрессіи давленія убываютъ въ геометрической*.

Переходя отъ Наперовыхъ логарифмовъ къ обыкновеннымъ, десятичнымъ логарифмамъ и помня, что

$$\text{Lg } \frac{B_0}{B} = \frac{1}{\text{Mod.}} \times \text{lg } \frac{B_0}{B},$$

имѣемъ

$$h = \frac{1}{k} \times \frac{1}{\text{Mod.}} \times \text{lg } \frac{B_0}{B}.$$

Зная теперь величину $k = \frac{g}{B}$ и величину γ изъ предыдущаго, подставимъ все эти величины въ написанное выраженіе; мы получимъ:

$$h = \frac{1}{\text{Mod.}} \times \text{lg } \frac{B_0}{B} \times \frac{B}{0.001293 \frac{1}{1 + at} \times \frac{P}{P_0} \left(\frac{0.378e}{760} (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) (1 - \beta z) \right)^{\frac{1}{\gamma}}}$$

Отсюда, выполняя дѣленіе и ограничиваясь въ частномъ первыми членами (остальными по ихъ малости можемъ пренебрегать), мы имѣемъ

$$h = \frac{760 \times B}{\text{Mod.} \times 0.001293 \times \gamma_0 \times P} (1 + at) \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) \times (1 + 0.0026 \cos 2\varphi) (1 + \beta z) \text{lg } \frac{B_0}{B}.$$

Теперь, полагая въ первомъ множителѣ $B = p$ и подставляя вмѣсто Mod. в γ_0 ихъ величины, получаемъ:

$$h = 18401.2 (1 + at) \times \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) \times (1 + 0.0026 \cos 2\varphi) (1 + \beta z) \text{Lg } \frac{B_0}{B}.$$

Здѣсь h выражено въ метрахъ, давленіе — въ милліметрахъ, t — средняя температура всего столба воздуха отъ H_0 до H , e — средняя влажность этого столба, p — среднее давленіе. Такимъ образомъ получается известная *гипсо-*

метрическая формула Рюльмана Зная распределение температуры и влажности по вертикали, можно съ помощью этой формулы от давления на нѣкоторой высотѣ перейти къ любому слою, лежащему на h метровъ выше или ниже.

Если проанализировать эту формулу на примѣрахъ, то легко убѣдиться, что, не стремясь къ особой точности, можно ограничиться только температурнымъ множителемъ; погрѣшности отъ пренебреженія другими множителями — меньше погрѣшностей отъ незнания точнаго распрежденія температуры въ данномъ столбѣ воздуха. А тогда

$$h = 18401.2 \left(1 + a \frac{t_1 + t_0}{2} \right) \lg \frac{B_0}{B}$$

т. е. можно вычислить давление на разныхъ высотахъ, принимая во вниманіе только среднюю температуру столба воздуха.

Если подставить въ формулу тѣ данныя, которыя въ настоящее время имѣются относительно температуръ на большихъ высотахъ, то, предполагая, что воздухъ вполнѣ слѣдуетъ закону Бойля—Мариотта, по сдѣланнымъ расчетамъ оказывается, что на различныхъ высотахъ давление будетъ:

Высота въ км.	0	10	20	30	40	50	100	300
Давленіе въ мм.	760	217	51	9.3	1.24	0.11	0.0012	35×10^{-17}

11. Высота атмосферы составъ ея на различныхъ высотахъ. Надъ вопросомъ о высотѣ атмосферы работали много. Старыя непосредственныя наблюденія и вычисления, основанныя на явленіяхъ зари и теоретическихъ соображеніяхъ, даютъ очень разнорѣчивый отвѣтъ, по нимъ высота атмосферы должна колебаться въ предѣлахъ 7 — 60 км. Приведенный выше расчетъ по формулѣ Рюльмана во всякомъ случаѣ показываетъ, что еще на высотѣ 100 км. существуетъ атмосфера такой упругости, которую можно измѣрять. Нѣкоторыя наблюденія заставляютъ, однако, думать, что еще и выше, — на высотѣ 200 — 300 км., существуетъ атмосфера достаточной упругости. Наблюденія надъ падающими звѣздами и болидами показываютъ на самомъ дѣлѣ, что эти тѣла, попадая въ земную атмосферу, начинаютъ свѣтиться на высотѣ 200 — 300 км.; слѣдовательно на этихъ высотахъ упругость воздуха еще такова, что способна вызвать накаливаніе болидовъ. Наблюденія надъ сѣверными сияніями показываютъ также, что на высотѣ до 200 км. существуетъ атмосфера, дѣлающая возможными здѣсь электрическіе разряды.

Послѣ изверженія въ 1883 году вулкана Кракатоа наблюдались по всей Европѣ и Азии на ночномъ небѣ свѣтящіеся фосфорическимъ свѣтомъ серебряныя облака, объясняныя своимъ происхожденіемъ вулканическому пеплу, поднятому на большія высоты. Измѣривъ высоты этихъ облаковъ, нашли, что они плаваютъ на высотѣ въ среднемъ 83 км., въ отдѣльныхъ случаяхъ высота ихъ достигала 150 км.

Ханнъ указалъ еще на фактъ, дающій понятіе о высотѣ атмосферы. 26 января 1888 года производились очень тщательныя наблюденія надъ луннымъ затменіемъ. Былъ точно вычисленъ моментъ, когда луна должна войти въ земную тѣнь и свѣтъ луны долженъ быстро померкнуть. Наблюденія показали однако, что еще за 3 мин., по крайней мѣрѣ, до вычисленнаго времени свѣтъ луны сталъ слабѣть, что было вызвано поглощеніемъ свѣта земной атмосферой. По расчету, который можно сдѣлать, основываясь на этомъ фактѣ, выходитъ, что на высотѣ 300 км. атмосфера обладаетъ еще замѣтною поглощательною способностью.

Все эти наблюдения показывают, что на высотъ до 300 км. дѣйствительно есть еще атмосфера, упругость которой можетъ быть измѣрена.

О какой либо границѣ атмосферы едва ли можно говорить. Кинетическая теорія газовъ заставляетъ думать, что такой границы и быть не можетъ и что атмосфера плавно переходитъ въ междупланетное пространство. Спектральный анализъ подтверждаетъ, что въ междупланетномъ пространствѣ найдены тѣ же газы, которые встрѣчаются у земной поверхности.

Воздухъ по своему составу—механическая смѣсь различныхъ газовъ; количество этихъ различныхъ газовъ въ смѣси очень неодинаково. Анализы показали, что 21% этой смѣси (по объему) приходится на долю кислорода, 78% на долю азота, 1% , аргона, 0.03% —на углекислоту. Смѣсь содержитъ также слѣды цѣлага ряда другихъ, недавно открытыхъ газовъ: гелія, неона, брентона, ксенона, метаргона, затѣмъ въ смѣси—всегда на лицо въ перемѣнныхъ, но весьма малыхъ количествахъ слѣды окисловъ азота, перекиси водорода, озона, аммиака и др. газообразныхъ соединений. Въ смѣси всегда и вездѣ содержится также въ перемѣнныхъ количествахъ водяной паръ, а иногда и жидкая, и твердая вода. А затѣмъ воздухъ всегда содержитъ еще цѣлый рядъ примѣсей органическаго или минеральнаго происхожденія; объ этихъ примѣсяхъ, играющихъ важную роль въ круговоротѣ энергии въ атмосферѣ, будетъ подробнѣе рѣчь дальше. Наблюдения говорятъ, что указанный выше составъ атмосферы вблизи земной поверхности и вообще до тѣхъ высотъ, до которыхъ удалось достигнуть человѣку, остается близко одинаковымъ.

Можно, однако, и теоретически подойти къ вопросу о составѣ воздуха на различныхъ расстоянiяхъ отъ земной поверхности, исходя изъ формулы Рюльмана. Такъ какъ распределение давления по вертикали, согласно этой формулѣ, прямо зависитъ отъ плотности газа, и, чѣмъ плотнѣе газъ, тѣмъ быстрѣе будетъ оно убывать, то изъ формулы Рюльмана прямо слѣдуетъ, что и составъ атмосферы на различныхъ высотахъ не будетъ одинаковымъ, какъ у поверхности земли. Если рассчитать по закону Дальсона парціальное давление составныхъ частей атмосферы у поверхности земли и затѣмъ убываніе давления съ высотой для каждой изъ этихъ составныхъ частей, то по формулѣ Рюльмана можно прямо вычислить количество составныхъ частей на любой высотѣ ¹⁾.

Одну изъ примѣсей, постоянно въ большемъ или меньшемъ количествѣ находящихся въ воздухѣ, составляютъ, какъ упоминалось уже неоднократно, минеральные и органическія вещества, въ крайне размельченномъ состоянii поднимаемая съ поверхности земли воздушными течениями (вѣтрами) и въ силу своей малости и легкости долгое время остающаяся въ воздухѣ во взвѣшенномъ состоянii (суспендированная). Исследования показываютъ, что этимъ путемъ въ атмосферу заносятся и въ ней поддерживаются на высотахъ до

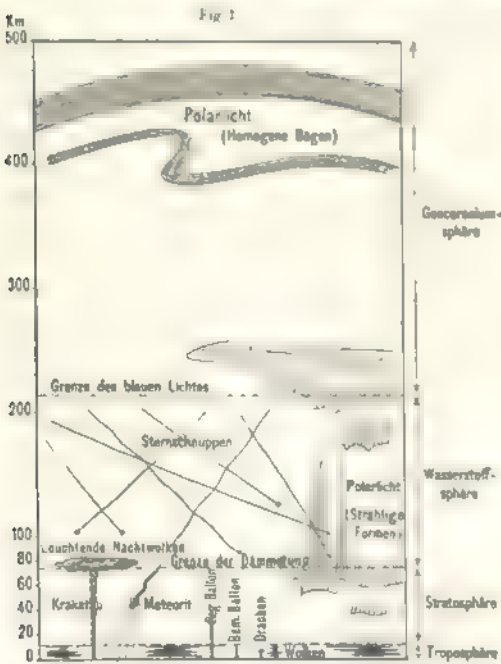
¹⁾ Подобные расчеты въ связи съ фактами, обнаруженными за послѣднее время эти ситенные составы и различныхъ свѣтовыхъ и звуковыхъ явленій въ атмосферѣ, привели изъ издателя в Шань затѣмъ Вегенеръ въ Physik. Zeitschr (1911) къ заключенію объ извѣстной элементѣ, которая должна присутствовать въ составѣ атмосферы. Факты эти указываютъ, что въ близке отъ земли слояхъ атмосферы содержится свободнаго водорода, только въ минимальныхъ дозахъ обнаруживаемаго вблизи земной поверхности, должно увеличиваться приходится сверхъ того допустить здѣсь присутствіе еще болѣе легкаго, чѣмъ водорода, газа—геккерина. обусловливаемого въ спектрѣ высшихъ свѣтовыхъ линий лини вещества, то связь поръ вблизи земной поверхности не исключена, но несомнѣнно существующаго въ солнечной коронѣ и дру-

4.000 метровъ, а иногда и много выше самыя разнообразныя минеральныя частицы или органическія вещества.

глыхъ небесныхъ тѣлахъ. Тогда составъ атмосферы съ измѣненіемъ высоты надъ земной поверхностью согласно формулъ Рюльмана можетъ быть представленъ слѣдующею таблицою.

Высоты въ км. н. у м.	Давленіе въ мм.	Азотъ	Кислородъ	Аргонъ	Гелій	Водородъ	Геокоронія
		въ объемныхъ %					
0	760	78.1	20.9	0.94	0.0005	0.0033	0.00058
20	41.7	85	15	0	0	0	0
40	1.92	88	10	—	0	1	0
60	0.106	77	6	—	1	12	5
80	0.019	21	1	—	4	55	19
100	0.013	1	0	—	4	67	29
140	0.009	0	—	—	2	62	36
200	0.006	—	—	—	1	50	50
300	0.003	—	—	—	0	29	71
400	0.002	—	—	—	—	15	85
500	0.002	—	—	—	—	7	93

Такъ какъ газы атмосфернаго воздуха имѣютъ различную плотность, то вмѣстѣ съ измѣненіемъ состава должна мѣняться и плотность атмосферы.



Черт. 7. Строеіе атмосферы по Вегенеру.

Въ связи съ приведенною таблицою поэтому строеіе атмосферы, по Вегенеру, можно представить себѣ схематически такимъ образомъ, какъ это представлено на черт. 7. До высоты 11 км. простирается слой, сравнительно богатый кислородомъ, въ которомъ массы воздуха очень хорошо перемѣшиваются восходящими и нисходящими потоками, гдѣ имѣетъ мѣсто по преимуществу массовое образованіе облаковъ и совершаются главнѣйшіе процессы круговорота солнечной энергіи, обуславливающіе погоду,—слой, которому даютъ названіе *тропосферы*. Надъ нимъ до высоты 75 км.—*стратосфера*,—слой съ преобладающимъ содержаніемъ азота. Далѣе слой съ преобладающимъ содержаніемъ водорода до высоты около 210 км.; это—слой сѣверныхъ сіяній въ формѣ лучей или драпировокъ, свѣтящихся ночныхъ облаковъ и слой загорания метеоритовъ при вступленіи ихъ въ земную атмосферу. Надъ этимъ слоемъ—атмосфера геокоронія,—

слой очень высокихъ сѣверныхъ сіяній въ формѣ дугъ и теней. Въ непосредственныхъ наблюденіяхъ имѣются факты, довольно определенно и наглядно подтверждающіе это разложеніе атмосферы. Такъ наблюденія

Эти примеси, не смотря на сравнительно очень небольшие их количества по отношению къ содержащей их массѣ воздуха, играютъ, однако, очень существенную роль при круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ. Ихъ присутствіе наравнѣ съ тѣмъ или инымъ путемъ образовавшимися въ атмосферѣ частицами жидкой воды прежде всего уменьшаетъ прозрачность воздуха и изъ весьма прозрачной, однородной среды превращаетъ его въ среду мутную, т.-е. такую, въ которой вслѣдствіе присутствія въ ней непрозрачныхъ очень малыхъ тѣлъ потокъ лучистой энергіи претерпѣваетъ не только значительное поглощеніе, но и рядъ неправильныхъ отраженій. Поглощая лучистую энергію, эти непрозрачныя частицы не только нагрѣваются сами, но полученную ими и превращенную въ тепловую энергію затѣмъ еще и передаютъ путемъ теплопроводности окружающимъ ихъ массамъ воздуха.

Еще важнѣе то обстоятельство, что, какъ показали изслѣдованія Айтгена и за нимъ другихъ ученыхъ, эти твердыя частицы служатъ центрами для конденсаціи атмосферныхъ паровъ. Совокупность всѣхъ изслѣдованій приводитъ къ тому заключенію, что воздухъ, лишенный совершенно извѣщенныхъ въ немъ твердыхъ частицъ, можетъ быть иногда переохлажденъ значительно ниже той температуры, при которой онъ насыщенъ даннымъ количествомъ паровъ, въ немъ находящихся, и конденсація, однако, не наступаетъ. Стоитъ только въ такой воздухъ ввести нѣкоторое количество микроскопически-малыхъ твердыхъ частицъ,—и конденсація наступаетъ тотчасъ же. Исходя изъ этихъ изслѣдованій, приходится заключить, что вообще въ насыщенномъ воздухѣ для конденсаціи паровъ, если и не безусловно необходимо, то всегда значительно ее облегчаетъ присутствіе микроскопически-малыхъ твердыхъ частицъ, являющихся какъ бы центрами или ядрами конденсаціи, на которыхъ именно легче всего и прежде всего образуется жидкая вода въ видѣ микроскопически-малыхъ капелекъ.

Нѣтъ надобности говорить еще о значеніи этихъ примесей въ воздухѣ для всевозможныхъ процессовъ органической жизни,—процессовъ, которые (—какъ броженіе, гниеніе и т. п.) иногда только и развиваются подъ влияніемъ дѣятельности этихъ органическихъ примесей воздуха.

Точкою для работъ и наблюденій надъ составомъ воздуха именно въ этомъ направленіи, давшихъ богатые и чрезвычайно поучительные результаты, послужили изслѣдованія Айтгена, воспользовавшіеся для опредѣленія количества подобныхъ примесей въ воздухѣ оригинальнымъ методомъ, къ которому и до сихъ поръ прибѣгаютъ при подобнаго рода наблюденіяхъ.

Сущность метода Айтгена—охлажденіе насыщеннаго воздуха, сопровождаемое конденсаціею паровъ, увлекающихъ при этомъ вмѣстѣ съ собою и содер-

вадъ температурою высокихъ слоевъ воздуха. Какъ будетъ это указано въ своемъ мѣстѣ, указываетъ что на высотѣ 11 км.,—на границѣ между тропосферою и стратосферою,—совершенно мѣняется рѣзкимъ скачкомъ законъ, по которому происходитъ измѣненіе температуры съ высотой. Около 75 км., на границѣ стратосферы и слоя съ преобладающимъ водородомъ, совершенно мѣняется законъ, по которому происходитъ отраженіе солнечныхъ лучей отъ молекулъ газа. всѣ измѣненія высоты атмосферы по явленіямъ зарія опредѣленно даютъ высоту именно около 75 км. На той же почти высотѣ, какъ уже упомянуто, наблюдаются свѣтящаяся ночная облака. Наконецъ по нѣкоторымъ явленіямъ вечерней зарія можно опредѣлить, что послѣднія доли трапециевидныя или расщепляемыя атмосферокъ солнечныхъ лучей испытываютъ именно это отраженіе на границѣ слоевъ преобладающихъ водорода и геокоронія,—около 215 км.

жались въ воздухѣ твердыя частицы. Самый приборъ Айтгена представлялъ собою цилиндрической сосудъ, при помощи тройнаго крана соединившійся или съ небольшимъ разрѣжающимъ насосомъ, или съ наружнымъ воздухомъ. На крышку сосуда помѣщался достаточно сильный микроскопъ; а дно сосуда составляла разграфленная на квадратные миллиметры стеклянная пластинка. Стѣнки сосуда выложены были сжоченною пропускною бумагою, что позволяло быстро доводить впущенный въ приборъ объемъ воздуха до насыщения водяными парами. Тогда, соединяя приборъ съ насосомъ и быстро разрѣжая воздухъ, можно было, заставляя его такимъ образомъ расширяться и вслѣдствіе расширенія охлаждаться, довести насыщенные пары охлажденіемъ до конденсаціи; водяныя капельки, при этомъ образовавшіяся, падали на стеклянное дно прибора: а микроскопъ позволялъ сосчитать число осѣвшихъ на каждый кв. мм. капелекъ. При этомъ микроскопъ всегда обнаруживалъ внутри капелекъ присутствіе мелкихъ пылинокъ. Повторнымъ расширеніемъ и конденсаціею можно было достигнуть достаточно полнаго выпаденія вѣствъ съ водою и пылинкою изъ воздуха; при этомъ конденсація наступала все труднѣе и труднѣе. Тогда достаточно было впустить въ приборъ опредѣленную порцію свѣжаго воздуха и снова повторить опытъ, чтобы конденсація опять дала капли воды на стеклянной пластинкѣ; число капель, измѣренное микроскопомъ на каждомъ кв. мм., давало содержаніе пыли во впущенномъ объемѣ воздуха.

Исслѣдованія, произведенныя методомъ Айтгена, показали, что содержаніе минеральной и органической пыли въ воздухѣ колеблется въ зависимости отъ высоты мѣста наблюденія (чѣмъ выше мѣсто, тѣмъ чище воздухъ, т.-е. тѣмъ меньше въ немъ примѣсей), отъ влажности (чѣмъ суше воздухъ, тѣмъ онъ богаче пылью), отъ направленія вѣтра (вѣтеръ съ моря бѣднѣе, вѣтеръ съ суши богаче пылью; такое же соотношеніе для горнаго и долиннаго вѣтровъ, послѣ хорошаго дождя, особенно послѣ обильнаго снѣга оно наименьшее) и т. д. При систематическихъ изслѣдованіяхъ количество пыли въ воздухѣ обнаруживается довольно правильными періодическими измѣненіями въ теченіе сутокъ и года.

Чтобы показать, съ какими величинами при этомъ приходится имѣть дѣло, можно привести слѣдующія цифры, которыя даютъ количество пыли въ 1 куб. см. воздуха; при одномъ рядѣ изслѣдованій оно оказалось:

на открытомъ мѣстѣ послѣ ночнаго дождя	32000
на открытомъ мѣстѣ послѣ ясной, сухой погоды	130000
въ комнатѣ съ 2 газовыми рожками:	
на разстояніи 1.2 м. отъ пола	1860000
» » 1.2 м. отъ потолка	5420000
въ воздухѣ надъ пламенемъ Буназевой горѣлки.	3000000

Взгляды, проведенные Айтгеномъ, за послѣднее время подверглись существенному дополненію и измѣненію. Примѣненіе къ процессамъ конденсаціи паровъ современныхъ методовъ изслѣдованія привело изслѣдователей къ заключенію, что конденсація паровъ можетъ происходить и въ обезпыленномъ, но ионизированномъ воздухѣ. Ионы,—особенно отрицательныя,—оказались настоящими ядрами конденсаціи, безъ которыхъ нѣтъ и этого процесса. Къ этому вопросу придется, впрочемъ, еще вернуться неоднократно въ соответствующихъ главахъ, когда придется изучать конденсацію паровъ и особенно электрическое поле атмосферы.

12. Теплопроводность, теплоемкость и прозрачность атмосферы. Из физических свойств воздуха для метеорологии играют крайне важную роль его чрезвычайно малая теплопроводность и объемная теплоемкость, огромная прозрачность для лучистой энергии и подвижность.

Если бы можно было устранить потоки воздуха, то передача тепловой энергии от нагрѣтаго тѣла въ массу воздуха совершалась бы необычайно медленно. Коэффициентъ внутренней теплопроводности для воздуха равняется 0.000053, т. е. слойъ воздуха въ 1 см. толщины передаетъ количество тепловой энергии, въ 20000 разъ меньшее того количества, которое передается слоемъ мѣди равной толщины, и въ 3000 разъ меньшее передаваемого равнымъ же слоемъ воды — при одной и той же разности температуръ.

Что касается теплоемкости воздуха, то, какъ извѣстно, количество тепловой энергии, нужное для нагрѣванія единицы массы воздуха на 1° , будетъ различно въ зависимости отъ того, будетъ ли воздухъ при нагрѣваніи расширяться или нѣтъ: въ первомъ случаѣ теплоемкость сухого воздуха будетъ 0.237, во второмъ 0.168. Если принять при этомъ во вниманіе очень малую по сравненію съ твердыми и жидкими веществами, составляющими внешнюю оболочку (дневную поверхность) земного шара, плотность воздуха, то очевидно, что затрачиваемое на нагрѣваніе единицы объема воздуха на 1° при атмосферныхъ условіяхъ количество тепловой энергии по сравненію напр. съ водой будетъ очень невелико. Для нагрѣванія 1 куб. сантиметра воздуха при 0° и 760 мм. давленія безъ измѣненія упругости придется затратить въ 3250 разъ почти меньше теплоты, чѣмъ для нагрѣванія 1 куб. см. воды при тѣхъ же условіяхъ, въ 1700 разъ меньше, чѣмъ для нагрѣванія того же объема кварцеваго песка, въ 1950 разъ меньше, чѣмъ для нагрѣванія торфа.

При весьма большой прозрачности для лучистой энергии вообще воздухъ обладаетъ избирательнымъ поглощеніемъ (избирательною абсорбціею), поглощая въ сравнительно большихъ количествахъ только нѣкоторые опредѣленные лучи. Исслѣдованія Егорова, Жансена и др. показали, что нѣкоторыя темныя Фраунгоферовы линіи солнечнаго спектра принадлежать несомнѣнно массѣ земной атмосферы. ихъ интенсивность ясно мѣняется съ толщиною проходящаго солнечнымъ лучемъ слоя атмосферы. Но помимо избирательной абсорбции воздухъ обнаруживаетъ и общее поглощеніе для различныхъ сортовъ пропизывающихъ его лучей; поглощеніе это оказывается наибольшимъ для лучей короткой длины волны, наименьшимъ для лучей большой длины волны.

Въ обыкновенно наблюдаемомъ нами воздухѣ задерживается, какъ уже упоминалось, нѣкоторое количество лучистой энергии и не самимъ воздухомъ, или плавающими въ немъ частицами. Изучая солнечную радиацию, придется познакомиться съ цифрами, характеризующими воздухъ въ этомъ отношеніи. Теперь же умѣстно только указать, что вслѣдствіе такой диффузіи лучистой энергии въ воздухѣ мы видимъ небесный сводъ, и именно—окрашеннымъ въ ярко-голубой цвѣтъ.

Лордъ Рэлей (Rayleigh) показалъ, что количество свѣта, разсѣиваемаго взвѣшенными въ мутной средѣ частицами, должно быть пропорціонально четвертой степени длины волны свѣтового луча. Количество свѣта, доходящаго въ такой мутной средѣ до глаза наблюдателя отъ какого-либо элементарнаго объема воздуха, зависитъ отъ разсѣянія, которому лучъ подвергнется въ этомъ элементарномъ объемѣ, и отъ потери, которую они претерпѣли на пути отъ этого объема до глаза наблюдателя. Эта потеря, вполне аналогичная поглощенію, вызвана разсѣяніемъ свѣта отъ частицъ, встрѣчаемыхъ по пути, а потому она должна быть обратно пропорціональна четвертой степени длины волны луча. Тогда, по Рэлею, обозначая чрезъ J_λ интенсивность лучей съ длиной волны λ , дошедшихъ до глаза наблюдателя отъ нѣкотораго объема воздуха, чрезъ J_0 —интензивность тѣхъ же лучей, разсѣиваемыхъ этимъ элементомъ въ данномъ направленіи, z —разстояіе, пройденное лучами,—

$$J_\lambda = J_0 e^{-\frac{mz}{\lambda^4}};$$

здѣсь m —постоянная, зависящая только отъ размѣровъ и числа разсѣивающихъ лучи частицъ. Въ свою очередь и J_0 будетъ обратно пропорціонально четвертой степени λ т. е. $J_0 = B \lambda^4$. Ясно, что при данныхъ z и m отсюда можно рассчитать J , для лучей различной длины волны. Полагая размѣры частицъ очень малыми сравнительно съ длинами волны, Рэлей получилъ для интенсивности различныхъ разсѣиваемыхъ лучей, если допустить, что на разсѣивающія частицы падаетъ бѣлый свѣтъ и для темнокрасныхъ лучей $J = 1$, для разныхъ частей спектра, характеризуемыхъ главнѣйшими Фраунгоферовыми линиями, слѣдующія числа:

	J		J		J
A	1,00	D	2,80	F	6,04
B	1,51	E	4,37	G	9,78
C	1,82	b	4,73	H	13,59

т. е. фіолетовыхъ лучей пройдетъ въ 13^1 разъ, голубыхъ въ 10 разъ больше, чѣмъ красныхъ.

Если бы число частицъ въ воздухѣ возрасло и размѣры ихъ увеличились, сейчасъ же уменьшается количество лучей, болѣе преломляемыхъ, увеличивается число лучей, менѣе преломляемыхъ, и свѣтъ, доходящій до наблюдателя, получаетъ отъ этого какъ бы значительную примѣсь бѣлага.

Вблизи солнца или луны видъ неба будетъ нѣсколько другой, здѣсь, прямо на пути лучей, окраска неба будетъ ивою, такъ какъ она опредѣляется здѣсь уже не диффузнымъ свѣтомъ, а тѣми лучами, которые пройдутъ непоглощенными чрезъ воздухъ,—главнымъ образомъ лучами сравнительно большой длины

волны (красный конецъ спектра); поэтому в небо вблизи солнца и луны всегда окрашено въ красновато-желтый цвѣтъ, и красная окраска тѣмъ интензивнѣе, чѣмъ толще слой атмосферы, проходимый лучами.

II. Источники энергій въ атмосферѣ.

13. Источники энергій на землѣ. Лучистая энергiя солнца. Исслѣдуя всѣ возможные процессы, которые могутъ образоваться источниками энергiи на землѣ, надо придти къ заключенiю, что такими могутъ быть только. а) собственная теплота земли, б) излученiе звѣздъ, в) космическiе процессы и г) потокъ лучистой энергiи отъ солнца.

Наблюденiя дѣйствительно показываютъ, что при достаточномъ удаленiи въ толщѣ земли температура повышается и внутреннiе слои земной коры болѣе нагрѣты, чѣмъ наружныя; вследствие теплопроводности долженъ поэтому существовать постоянный тепловой потокъ отъ внутреннiхъ слоевъ земной коры къ поверхности. Зная теплопроводность породы и измѣненiе температуры на единицу длины (градиентъ), можно вычислить величину этого потока; по изчисленiямъ такого рода онъ оказывается равнымъ 0.00000172 мал. калорiй въ 1 секунду на кв. сантиметръ земной поверхности при наиболѣе благоприятныхъ условiяхъ относительно теплопроводности и величины градиента.

Количество энергiи, доставляемое излученiемъ звѣздъ и космическими процессами, тоже чрезвычайно мало; достаточно чувствительный болометръ Лэнгеля не могъ уловить первое изъ нихъ. Войсомъ построены были еще болѣе чувствительный приборъ,—радіо-микрометръ,—который способенъ былъ уловить чрезвычайно малыя количества лучистой энергiи. Не смотря однако на всю чувствительность этого послѣдняго прибора, ни Вега, ни Арктуръ, ни Капелла,—самыя яркiя звѣзды сѣвернаго полушарiя,—не производили на него ни малѣйшаго дѣйствiя. По Лэнгелю излученiе всѣхъ звѣздъ и планетъ, вмѣстѣ взятыхъ, меньше 0.0001 мал. калорiи на квадратный см. въ 1 мин.

Всѣ эти числа,—если ихъ сопоставить съ лучистою энергiею солнца, посылающаго на земную поверхность свыше 2 малыхъ калорiй на каждый квадратный сантиметръ ежеминутно,—говорятъ намъ, что въ сравненiи съ этимъ послѣднимъ источникомъ радиации всѣ остальные можно считать ничтожно малыми, можно ими пренебрегать.

Такимъ образомъ всё процессы на поверхности земного шара.— каковы бы они ни были.—имѣютъ своимъ источникомъ солнечную энергію. Изучаются ли процессы чисто механическіе, процессы химическіе въ почвѣ, водѣ, воздухѣ, процессы физиологическіе или какіе бы то ни было вообще,—первичною причиною ихъ всёль безъ исключенія оказывается всегда солнце. Во всёль этихъ процессахъ происходитъ только одно изъ безконечно разнообразныхъ превращеній той начальной энергіи, которую посылаетъ на землю въ видѣ своихъ лучей это центральное свѣтило нашей планетной системы. Поэтому вопросъ о количествѣ энергіи, притекающей отъ солнца на земную поверхность, есть основной вопросъ физики земного шара вообще и метеорологии въ частности. Эта наука—не что иное, какъ подсчетъ прихода и расхода, актива и пассива энергіи, получаемой землею отъ солнца; вся задача ея—изслѣдовать качественно и количественно всё превращенія солнечной энергіи въ атмосферѣ и ближайшихъ къ ней слояхъ твердой или жидкой земной коры.

Всю ту лучистую энергію, которую наливаетъ солнце и которая, будучи перехвачена земнымъ шаромъ, и является здѣсь первоисточникомъ,—примимъ шюблие, — всёль явленій неорганическаго и животнаго міра, называютъ обыкновенно *солнечною радіаціею*.



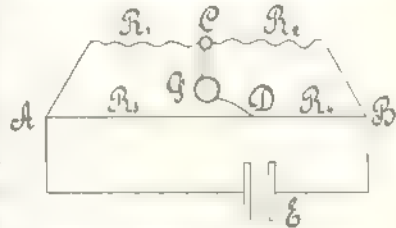
Черт. 8 Пластинка—
пріемникъ въ боломет-
рѣ Лэнглей.

Солнце посылаетъ на земную поверхность комплексъ лучей, различающихся между собою только длиною волны. Въ прежнее время въ этомъ комплексѣ различали отдѣльные тепловые, свѣтовые, химическіе и т. п. лучи; на самомъ же дѣлѣ всё лучи способны дать и свѣтъ, и тепло, и химическія силы. Разница заключается не въ лучахъ; она лежитъ въ тѣхъ

тѣлахъ, на которыя лучи падаютъ и которыми они трансформируются въ инныя формы энергіи; одинъ и тотъ же пучекъ лучей, падая на зачерненную поверхность, производитъ нагрѣваніе; падая на бѣлую бумагу, онъ отражается и производитъ свѣтовой эффектъ; падая на химически чувствительную пластинку (фотографическую), онъ производитъ въ ней химическое дѣйствіе,—разложеніе солей, а въ глазѣ наблюдателя даетъ физиологическій эффектъ, воспринимаемый, какъ ощущеніе свѣта.

Ислѣдованіемъ состава солнечной радіаціи особенно много занимался Лэнглей при помощи специально устроеннаго прибора,—болометра. Въ этомъ приборѣ тонкая платиновая пластинка, зачерненная съ одной стороны, представляла

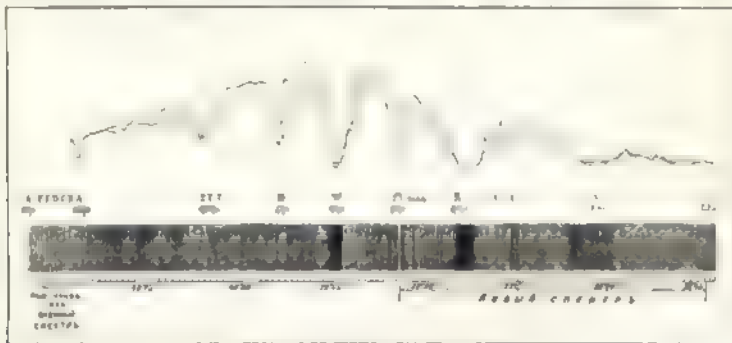
собой (черт. 8), очень тонкий, но с относительно большою поверхностью проводника. Этот проводник вводится вместе с тремя другими проводниками в Уитстоновский мостик (черт 9), въ которомъ гальванометръ, при соотношеніи сопротивленій проводниковъ $R_1 = R_3$ и $R_2 = R_4$,



Черт. 9 Схема мостика Уитстона.

не показываетъ тока; но при нарушении этого отношенія стрѣлка гальванометра отклоняется. Такимъ нарушителемъ и является пучекъ лучистой энергии, падающій на зачервленную поверхность пластинки, которую онъ трансформируется въ тепло и повышаетъ ея температуру, вслѣдствіе чего измѣняется (увеличивается) сопротивление пластинки; отклоненіе стрѣлки гальванометра измѣряетъ величину нагреванія. Пучекъ солнечныхъ лучей, пропущенныхъ черезъ тонкую щель, Лэнглей принимаетъ на дифракционную рѣшетку, на которой нанесены на протяженіи 1 мм. отъ 700—1000 штриховъ. Такая рѣшетка даетъ, какъ извѣстно, нормальный спектръ, въ которомъ лучи расположены пропорціонально длинамъ волнъ, вводя въ отдѣльныя части его болометръ, по отклоненію стрѣлки гальванометра можно судить о количествѣ лучистой энергии въ каждой части спектра.

По изслѣдованіямъ Лэнглея въ солнечномъ лучѣ — цѣлый послѣдовательный комплексъ радіацій (черт. 10), съ рядомъ разрывовъ



Черт 10. Спектръ солнца и распределеіе въ немъ энергии по Лэнглею.

въ видѣ такъ называемыхъ Фраунгоферовыхъ линій. Эти послѣднія линіи обязаны своимъ происхожденіемъ накаленной газообразной оболочкѣ, окружающей центральное ядро солнца и поглощающей нѣкоторыя изъ лучей, испускаемыхъ солнечнымъ ядромъ, или земной атмосферѣ, обладающей избирательнымъ поглощеніемъ. Лэнглей нашелъ, что въ составъ солнечнаго спектра входятъ лучи съ длиною волны отъ 0.3 μ до 28 μ ¹⁾. Лучи отъ 0.4 до 0.8 μ восприни-

¹⁾ Знакомъ μ обозначаютъ обыкновенно микроны т. е. 0.001 долю миллиметра.

маются непосредственно глазомъ т. е. являются свѣтовыми по преимуществу; по обоимъ концамъ этихъ видимыхъ лучей лежатъ въ спектрѣ лучи невидимые,—инфракрасные съ длинами волны отъ 0,8 μ до 28 μ , расположенные за краснымъ концомъ видимаго спектра, и ультрафіолетовые за фіолетовымъ концомъ спектра, съ длинами волны менѣе 0,4 μ .

14. **Основные законы радиации; факторы, ее опредѣляющіе.** При изученіи радиации солнца на поверхности земного шара приходится разсматривать двѣ стороны этого вопроса: предстоитъ изслѣдовать во первыхъ, какъ при условіяхъ движенія земли распределяется эта радиация на земной поверхности въ данный моментъ и сколько энергій придется на долю каждой точки за извѣстный промежутокъ времени.

Не будь земная поверхность защищена отъ непосредственнаго дѣйствія солнечныхъ лучей воздушною оболочкою, облекающею ее мощнымъ слоемъ до нѣсколькихъ сотъ километровъ толщиною, изучение солнечной радиации было бы дѣломъ очень несложнымъ. Измѣривъ разъ только въ опредѣленный моментъ и въ опредѣленномъ мѣстѣ напряженность солнечной радиации, можно было бы затѣмъ уже при помощи элементарно простыхъ формулъ предвычислить количество энергій въ любой моментъ и въ какомъ угодно пунктѣ. Въ присутствіи атмосферы, обладающей свойствомъ поглощать въ весьма замѣтной степени солнечные лучи,—и при томъ различные неодинаково, дѣло значительно усложняется.

Солнечная радиация, какъ и всякая другая, подчиняется слѣдующимъ двумъ основнымъ законамъ. Такъ какъ, во первыхъ, *количество энергій, получаемое данною поверхностью, пропорціонально синусу угла, составляемаго падающимъ пучкомъ лучей съ принимающею поверхностью, или косинусу угла, образуемаго лучами съ перпендикуляромъ къ точкѣ ихъ паденія*, то основнымъ элементомъ, опредѣляющимъ интенсивность радиации для земной поверхности, для какого угодно пункта будетъ высота солнца надъ горизонтомъ или его зенитное разстояніе, этими величинами опредѣляется не только напряженіе лучей въ данный моментъ, но и вся сумма энергій, полученная единицею земной поверхности за нѣкоторый промежутокъ времени, можетъ быть вычислена по даннымъ высотамъ солнца. Во вторыхъ,—*количество полученной отъ источника данной поверхности энергій обратно пропорціонально квадрату разстоянія этой поверхности отъ источника*.

Чтобы примѣнять эти основные законы къ любой точкѣ земной поверхности и вычислить количество лучистой энергій, получаемое каждымъ квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности въ любой моментъ за

единицу времени (т. е. то, что принято в физикѣ называть *инсоляціею*) или за известный промежутокъ времени, придется теперь вспомнить основныя черты, характеризующія тѣ два движенія земного шара, которыми опредѣляются всѣ периодическія измѣненія инсоляціи за сутки и за годъ.

Земной шаръ движется, какъ извѣстно, вокругъ солнца въ плоскости эклиптики; ось суточного вращенія земли наклонена къ этой плоскости подъ угломъ, близкимъ къ $66\frac{1}{2}^{\circ}$. Траекторія, описываемая земнымъ шаромъ, — земная орбита, — представляетъ собою эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится солнце. Поэтому прежде всего разстояніе земли отъ солнца не остается постояннымъ въ декабрь, когда земля проходитъ чрезъ перигелій, оно — наименьшее ($148,12 \times 10^6$ км.); въ июль разстояніе отъ солнца до земли, проходящей тогда чрезъ афелій своей орбиты, наибольшее ($149,14 \times 10^6$ км.). При движеніи земли по эклиптикѣ земная ось остается далѣе постоянно параллельной сама себѣ въ пространствѣ. Вслѣдствіе этого продолжительность дня и ночи для различныхъ точекъ земной поверхности мѣняется въ течение года; только на экваторѣ всегда день равенъ ночи; на полюсахъ же — продолжительность дня и ночи — по 6 мѣсяцевъ. Затѣмъ вслѣдствіе этого постоянного наклона земной оси къ плоскости эклиптики наибольшая за сутки, полуденная высота солнца, которая всегда будетъ $h = 90^{\circ} - \varphi \mp \delta$, гдѣ h — высота солнца надъ горизонтомъ, φ — широта мѣста и δ — склоненіе солнца, мѣняющееся въ течение года отъ $+23\frac{1}{2}^{\circ}$ до $-23\frac{1}{2}^{\circ}$, въ течение года отъ дня къ дню измѣняется между двумя предѣльными величинами $90^{\circ} - \varphi + 23\frac{1}{2}^{\circ}$, а полуденное зенитное разстояніе, которое точно такимъ же образомъ всегда будетъ $\zeta = \varphi \mp \delta$, гдѣ ζ — зенитное разстояніе, мѣняется между величинами $\varphi \pm 23\frac{1}{2}^{\circ}$. Соответственно этому на экваторѣ, какъ извѣстно, солнце въ полдень находится въ равноденствіи, когда для него $\delta = 0$, въ зенитѣ. въ солнцестояніи здѣсь его полуденное зенитное разстояніе $\zeta = \pm 23\frac{1}{2}^{\circ}$. На полюсахъ въ полдень въ лѣтнее солнцестояніе зенитное разстояніе солнца будетъ $66\frac{1}{2}^{\circ}$; въ равноденствіи оно будетъ 90° , а въ зимнее солнцестояніе оно здѣсь равняется $113\frac{1}{2}^{\circ}$ (полярная ночь). Для любой другой точки земной поверхности въ течение года оно колеблется въ предѣлахъ 47° отъ наибольшей величины лѣтомъ до наименьшей зимою.

Въ течение сутокъ зенитное разстояніе солнца для какой угодно точки земной поверхности измѣняется отъ 90° (въ моменты восхода и заката солнца) до наименьшей его величины въ полдень, опредѣляемой склоненіемъ солнца по уравненію $\zeta = \varphi \pm \delta$.

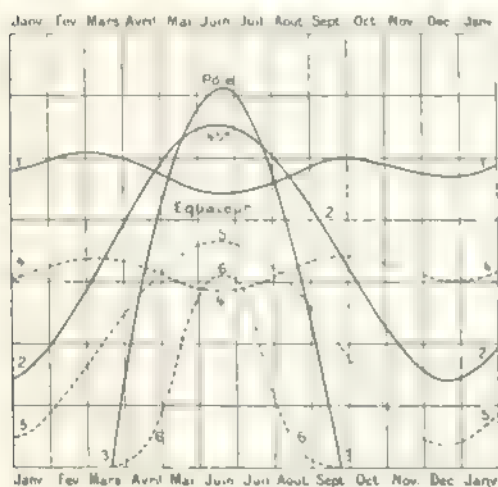
Допустимъ сначала, что атмосфера обладаетъ совершенною прозрачностью и что, слѣдовательно, до земной поверхности доходить цѣликомъ все то количество энергіи, которое перехватывается земнымъ шаромъ. Тогда, соответственно основнымъ законамъ, количество энергіи, получаемое при такихъ условіяхъ единицею земной поверхности, будетъ зависетьъ:

1) отъ широты мѣста, такъ какъ съ измѣненіемъ широты измѣняются полуденныя высоты солнца для одного и того же дня;

2) отъ времени года, такъ какъ отъ времени года зависятъ для одного и того же мѣста: полуденныя высоты солнца, продолжительность дня и разстояніе земли отъ солнца.

15. Периодическія измѣненія радіаціи при отсутствіи атмосферы.

Если предположить, что атмосфера отсутствует или, что — тоже, обладает совершенной прозрачностью, не поглощая абсолютно лучистой энергии, чрезъ нее проходящей, если далье допустить, что земная поверхность, встрѣчающая потокъ лучистой энергии, вездѣ обладает одинаковою поглощательною способностью, если наконецъ вообразить себѣ, что вся земная поверхность совершенно однородна, т. е. состоитъ изъ одной и той же суши (растительность и водоемы отсутствуют), чрезвычайно просто и легко вычислить, какъ уже сказано, количество лучистой энергии, получаемой единицею земной поверхности въ единицу времени. Этимъ путемъ сдѣланные расчеты позволятъ очень легко сравнивать количество энергии, получаемое различными точками земной поверхности.



Черт. 11 Измѣненія радіаціи въ теченіе года: 1) на экваторѣ, 2) для широты 45°, 3) на полюсѣ при отсутствіи атмосферы; 4), 5) и 6) тоже при поглощеніи лучей въ атмосферѣ

При такихъ условіяхъ суточный ходъ солнечной радіаціи соотвѣтственно измѣненіямъ зенитнаго разстоянія солнца въ теченіе сутокъ весьма простъ. Отъ момента восхода солнца инсоляція каждой точки горизонтальной земной поверхности быстро возрастаетъ съ поднятіемъ свѣтила надъ горизонтомъ; затѣмъ, достигая довольно значительной величины, она начинаетъ мѣняться болѣе медленно, пока около полудня не достигнетъ наибольшей величины. Послѣ полудня кривая инсоляціи

совершенно симметрично опускается сначала медленно, затѣмъ ближе къ закату солнца быстрѣе и быстрѣе, пока снова не сдѣлается нулемъ.

Годовой ходъ количества энергии, получаемой за сутки единицею земной поверхности отъ солнца, будетъ очень простымъ на экваторѣ. Продолжительность дня и ночи въ теченіе всего года здѣсь одна и таже; количество энергии, получаемое единицею земной поверхности за сутки, будетъ наибольшее въ равноденствіи, когда полуденное солнце стоитъ въ зенитѣ мѣста, наименьшее въ солнцестояніяхъ, когда высоты солнца въ полдень падаютъ до $66^{\circ} 1,2^{\circ}$.

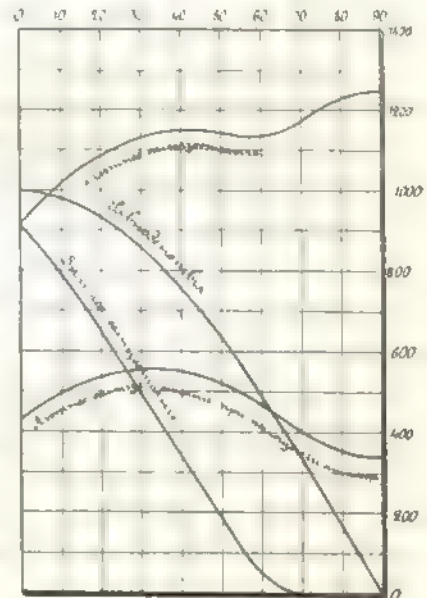
Поэтому въ годовомъ ходѣ здѣсь будутъ два максимума (черт. 11, кривая 1) въ равноденствія и два минимума въ солнцестоянія. Такъ какъ, сверхъ того, разстоянія земли отъ солнца въ солнцестояніяхъ не одинаковы, то и глубина минимумовъ не одинакова: юньскій минимумъ, соответствующій наибольшему удаленію земли отъ солнца, будетъ значительнѣе, нежели декабрьскій, соответствующій ближайшему разстоянію между солнцемъ и землею.

Не трудно затѣмъ убѣдиться, что при удаленіи отъ экватора къ сѣверу декабрьскій минимумъ будетъ все болѣе и болѣе углубляться по мѣрѣ уменьшенія полуденныхъ высотъ солнца и продолжительности дня, а юньскій минимумъ постепенно будетъ дѣлаться все менѣе и менѣе замѣтнымъ; параллельно съ заравниваніемъ юньскаго минимума максимумы отъ моментовъ равноденствій будутъ сближаться между собою, пока не сольются въ одинъ общій юньскій, который будетъ все болѣе и болѣе дѣлаться интенсивнымъ по мѣрѣ увеличенія продолжительности лѣтняго дня (кривая 2).

Наконецъ на полюсѣ, гдѣ солнце въ теченіе шести мѣсяцевъ остается надъ горизонтомъ, количество энергій, получаемой за сутки единицею земной поверхности, будетъ въ годовомъ ходѣ быстро возрастать отъ весенняго равноденствія до лѣтняго солнцестоянія и столь же быстро падать съ приближеніемъ къ осеннему равноденствію (кривая 3).

Тоже самое, — только въ обратномъ порядкѣ относительно расположенія максимумовъ и минимумовъ, — будетъ имѣть мѣсто въ годовомъ ходѣ радиаци для южнаго полушарія.

Для того, чтобы прослѣдить, какъ для одного и того же момента солнечная радиация распределяется по земной поверхности, Винеръ вычислялъ количество энергій, получаемое единицею горизонтальной поверхности за сутки въ различные дни года. Результаты его вычисленій представляетъ черт. 12.



Черт. 12. Распределение получаемой отъ солнца энергій по широтамъ.

Принимая за единицу количество энергии, получаемое в день весеннего равноденствия на экваторе, и откладывая в этих единицах количество энергии по ординатам, а по абсциссам широты северного полушария, Винеръ получилъ рядъ кривыхъ, выражающихъ распределение энергии по земной поверхности; три изъ этихъ кривыхъ представлены на черт. 12. Кривая для дня весеннего равноденствия (20 Марта) показываетъ, что за сутки 20 Марта количество энергии правильно убываетъ отъ экватора къ полюсу, гдѣ оно — нуль (ибо до 21 Марта — здѣсь полярная ночь и солнце цѣлые сутки — подъ горизонтомъ). Слѣдующая кривая даетъ тоже для момента лѣтняго солнцестоянія (21 Іюня); экваторъ получаетъ количество энергии, меньше чѣмъ въ равноденствіе (потому что здѣсь теперь полуденное зенитное разстояніе солнца только $66^1 2^0$, а не 0^0 , — какъ въ равноденствіе); при удаленіи отсюда къ северу количество энергии возрастаетъ и около 40° с. ш. достигаетъ слабо выраженного максимума; далѣе оно нѣсколько уменьшается, но затѣмъ, по мѣрѣ приближенія къ полюсу, снова быстро растетъ, чтобы на полюсѣ достигнуть другого, главнаго максимума. Кривая эта, очевидно, есть результатъ одновременно возрастающей въ северномъ полушаріи въ день іюньскаго солнцестоянія продолжительности дня и измененія полуденныхъ высотъ солнца при удаленіи отъ экватора къ полюсу. Наконецъ для 21 Декабря (зимнее солнцестояніе) кривая показываетъ, что количество энергии отъ экватора, гдѣ оно — наибольшее, правильно падаетъ до севернаго полярнаго круга (широта $66^1 2^0$), гдѣ оно — нуль; отсюда начинается полярная ночь въ теченіе цѣлыхъ сутокъ, во время которой притокъ энергии, понятно, совершенно отсутствуетъ.

Такимъ образомъ оказывается, что въ день іюньскаго солнцестоянія северный полюсъ, если бы не было атмосферы, получилъ бы больше тепла, чѣмъ экваторъ. Присутствіе атмосферы, сильно поглощающей лучистую энергию съ одной стороны, краткость періода, за который количество тепла, получаемое полюсомъ, превосходить приходъ ея въ экваторіальныхъ странахъ, наконецъ присутствіе огромныхъ ледяныхъ массъ, накапливающихся за зимнее полугодіе и требующихъ на плавленіе большихъ количествъ энергии, — все это дѣлаетъ полярное лѣто очень холоднымъ; температура воздуха здѣсь лѣтомъ повышается сравнительно мало.

Въ годовомъ ходѣ радіаціи, выше описанномъ для экватора, существуютъ два максимума и два минимума, раздѣленные приблизительно трехмѣсячными промежутками, а притомъ минимумы не одинаковой глубины вслѣдствіе не одинаковости разстоянія земли отъ солнца въ зимнее и лѣтнее солнцестояніе; затѣмъ въ теченіе всего полугодія съ сентября по мартъ, когда въ

южномъ полушаріи—дѣто, у насъ—зима, земля продолжаетъ оставаться ближе къ солнцу, чѣмъ въ полугодіе съ марта по сентябрь. Можетъ, въ виду этого, возникнуть вопросъ, одинаково ли будетъ количество энергии, получаемой землею отъ солнца въ различныхъ полугодія, если эти полугодія считать отъ моментовъ равноденствій. Если принять, однако, во вниманіе, что вслѣдствіе эллиптической формы траекторіи, описываемой землею вокругъ солнца, отъ равноденствія мартовскаго до сентябрьскаго протекаетъ 186 дней, тогда какъ полугодіе отъ сентябрьскаго до мартовскаго равноденствія продолжается только 170 дней, и подсчитать количество лучистой энергии, получаемое земнымъ шаромъ за каждое изъ этихъ полугодій, то оказывается, что количество это для обоихъ полугодій будетъ близко одинаково: неодинаковость разстояній земли отъ солнца въ значительной мѣрѣ уравнивается неодинаковою продолжительностью полугодій.

16. Поглощеніе лучистой энергіи атмосферю. Если теперь отъ сдѣланнаго допущенія о полной прозрачности атмосферы перейти къ дѣйствительности, то прежде всего необходимо считаться съ фактомъ поглощенія довольно значительнаго количества солнечныхъ лучей. Назовемъ то количество энергіи, которое падаетъ на верхній предѣлъ атмосферы, черезъ J , черезъ p обозначимъ коэффициентъ прозрачности т. е. то количество энергіи, которое при инсоляціи, равной единицѣ (при $J = 1$), пропускается слоемъ толщиной въ единицу. Значитъ, — p есть дробь, показывающая, какая часть лучей прошла чрезъ слой, толщина котораго — единица. Тогда, какъ извѣстно изъ физики,

$$i = Jp^l,$$

т. е. количества энергіи убываютъ въ геометрической прогрессіи, когда толщины проходимого слоя возрастаютъ въ арифметической (законъ Бугера). J т. е. количество энергіи, которое падаетъ на верхній предѣлъ атмосферы, называютъ солнечною постоянной.

Величина p для каждого сорта лучей будетъ различная; въ среднемъ по наблюдениямъ ее можно принять равною 0.75; чрезъ l обозначена толщина проходимого лучемъ слоя атмосферы.

Величину l легко опредѣлить по формулѣ Ламберта:

$$l = \sqrt{h^2 + 2rh + r^2 \cos^2 \zeta} - r \cos \zeta,$$

гдѣ r — радиусъ земнаго шара, ζ — зенитное разстояніе солнца, т. е. уголъ, составленный свѣтломъ съ отвѣсною линіею, h — высота атмосферы. Эту формулою пользуются только тогда, когда ζ больше 80° ; но если ζ меньше 80° , то безъ чувствительной погрѣшности можно принять, что

$$l = h : \cos \zeta$$

или даже

$$l = 1 : \cos \zeta,$$

выражая такимъ образомъ l въ толщинахъ атмосферы, когда $\zeta = 0$; тогда и h можно принять равнымъ единицѣ.

Пользуясь этими законами и считая $p = 0.75$, мы могли бы вычислить количество энергии, получаемое земною поверхностью (пунктирная кривая на чер. 11). На самомъ дѣлѣ, однако, явление будетъ несравненно сложнѣе: присутствіе въ воздухѣ паровъ и пыли и конденсація первыхъ въ непрозрачныя облака совершенно измѣняютъ теоретическій ходъ радиациі, и величину і обыкновенно приходится искать наблюдениемъ.

17. Методы измѣренія солнечной радиациі. Основной принципъ измѣренія лучистой энергии состоитъ въ томъ, что эта энергия поглощается зачерненной поверхностью, — обыкновенно сажею, — и вся превращается такимъ образомъ въ теплоту, идущую на нагреваніе этой поверхности, которое собственно и измѣряется. Поверхность

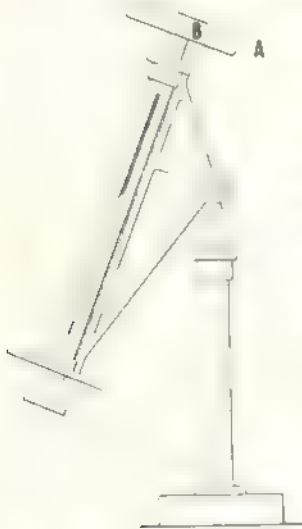
для полной опредѣленности и сравнимости всѣхъ наблюдений ставится всегда перпендикулярно къ падающимъ на нее лучамъ. Если обозначить чрезъ Q — количество энергии, падающее на единицу (1 кв. см.) поверхности, c — теплоемкость, m — массу поглощающаго энергию тѣла и t — повышение температуры, то, при величинѣ поглощающей лучистую энергию поверхности s , на единицу поверхности приборъ получить

$$Q = \frac{ctm}{s}.$$

Результатъ обыкновенно выражается количествомъ малыхъ калорій, поглощенныхъ поверхностью въ 1 кв. см. въ теченіе 1 минуты.

Первымъ приборомъ, болѣе или менѣе удовлетворительно рѣшавшимъ вопросъ о солнечной радиациі, былъ *пиргелиометръ*

Пулье (черт. 13), состоявшій изъ тонкостѣнной цилиндрической серебряной коробки А, обращенной къ солнцу своимъ основаниемъ, которое для лучшаго поглощенія солнечныхъ лучей было покрыто коновою; коробка наполнялась водою; вставленный въ нее термометръ В позволялъ измѣрять повышение температуры коробки и воды вслѣдствіе поглощенія солнечныхъ лучей. Чтобы найти полное нагреваніе прибора за время дѣйствія на него солнечныхъ лучей, Пулье долженъ былъ еще прибавлять къ наблюдаемому нагреванію поправку на лученспусканіе, происходящее одновременно съ нагреваніемъ.



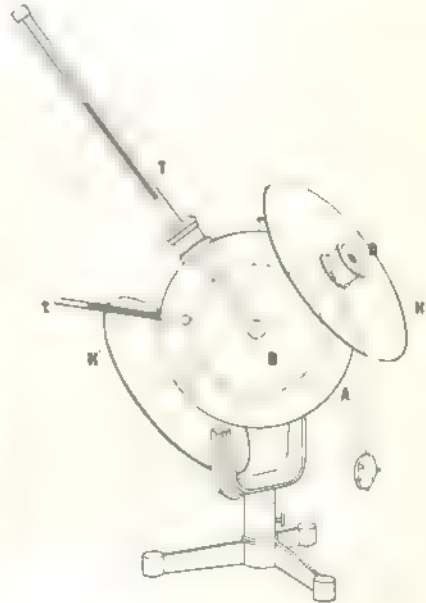
Черт 13 Пиргелиометръ Пулье.

Для этого Пулье подвергалъ зачерненную поверхность предварительному дѣйствию солнечныхъ лучей, — подогрѣвалъ приборъ; черезъ нѣкоторое время приборъ закрывался отъ солнечныхъ лучей экраномъ и черезъ каждую минуту въ теченіе 5 минутъ записывались показанія термометра; изъ этихъ показаній находилось пониженіе температуры въ единицу времени; пусть оно будетъ $t_1, t_2, t_3 \dots$ въ каждую отдѣльную минуту; тогда $\frac{t_1 + t_2 + t_3 + t_4 + t_5}{5} = \theta$, будетъ среднее пониженіе въ одну минуту вслѣдствіе лучеиспусканія. Затѣмъ открывали экранъ и наблюдали повышеніе температуры отъ дѣйствія солнечныхъ лучей въ теченіе 5 м. пусть оно въ среднемъ за 1 м. = t ; по истеченіи 5 минутъ нагрѣванія приборъ снова закрывался и опять наблюдались пониженія термометра, пусть $\frac{t' + t''}{5} = \theta_{II}$ будетъ охлажденіе за 1 минуту теперь. Тогда полное нагрѣваніе прибора можно считать равнымъ

$$T = t + \frac{\theta + \theta_{II}}{2}.$$

Такъ какъ извѣстны: теплоемкость прибора и воды, налитой въ него, и поверхность, нагрѣваемая солнечными лучами, а полное нагрѣваніе опредѣляется непосредственно наблюденіемъ, то легко вычислить Q количество энергій, падающей на 1 кв. см. въ 1 мин. Но, чтобы прогрѣть массу воды, заключающуюся въ приборѣ, необходимо продолжительное время; вслѣдствіе малой теплопроводности воды термометръ показываетъ не температуру принимающей поверхности, а нѣкоторую другую, отличную отъ нея. Вслѣдствіе этого пиррометръ Пулье оказался на практикѣ приборомъ неточнымъ.

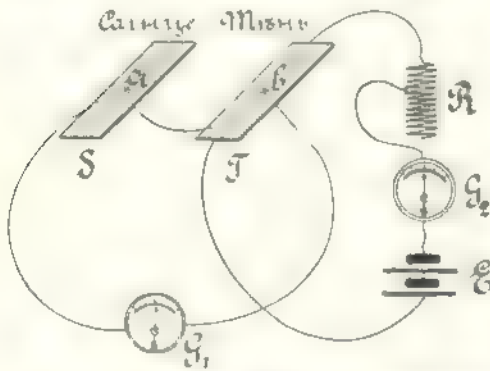
Активометръ Виолля, представляющій одно изъ дальнѣйшихъ видоизмѣненій прибора Пулье, состоитъ изъ двойного тонкостѣннаго латуннаго шара; наружная оболочка его А отполирована и никкелярована, чтобы какъ можно меньше поглощать тепловыхъ лучей изъ окружающаго его пространства, внутренняя вычернена. Эта система помещается на подставкѣ, позволяющей ориентировать приборъ, какъ угодно, для установки по солнцу. Сквозь шаръ проходятъ три сквозныя трубки (черт. 14): черезъ первую вводится во внутреннюю полость законченный шарикъ В чувствительнаго термометра, устанавливаемый въ центрѣ внутренней шаровой оболочки и назначенный для поглощенія энергій солнечныхъ лучей, черезъ вторую D впускаются солнечные лучи, а



Черт. 14. Активометръ Виолля.

третья, — продолжение второй по другую сторону прибора, — служить для проверки положенія шарика термометра. Наконецъ концы двухъ послѣднихъ трубокъ снабжены большими металлическими дисками kk' , служащими для ориентированія прибора по солнцу. Между обоими шарами наливается вода, чтобы удерживать вокругъ чувствительнаго термометра по возможности постоянную или, по крайней мѣрѣ, извѣстную температуру. вторымъ особымъ термометромъ l , вставляемымъ въ жидкость, налитую между обѣими шаровыми оболочками, температура воды измѣряется при наблюдении. Наблюдая послѣдовательно показанія поглощающаго лучистую энергию термометра въ периоды охлажденія и нагреванія, можно вычислить достаточно точно повышение температуры въ единицу времени, исправленное на потерю тепла лучеиспусканіемъ. Отсюда, зная другія постоянныя прибора, легко вычислить инсоляцію за время наблюденія. Приборъ даетъ вообще надежныя показанія, позволяющія съ достаточною точностью измѣрять солнечную радіацію.

Главный недостатокъ вышеприведенныхъ приборовъ тотъ, что при трансформации лучистой энергии зачерненной пластинкой или шарикомъ въ тепловую происходитъ повышение температуры приемника надъ температурою



Черт. 15. Компенсационный пиргелиометръ Онгстрема.

будь образомъ; это и достигнуто въ методѣ Онгстрема. Компенсационный пиргелиометръ Онгстрема является наиболѣе совершеннымъ приборомъ въ настоящее время для изученія солнечной радіаціи.

Онъ состоитъ (черт. 15) изъ двухъ очень тонкихъ металлическихъ пластинокъ S и T , къ которымъ прикрѣплены съ нижней стороны термоэлектрические элементы a и b . Пластины сверху покрыты сажею. Впереди пластинокъ находится щитокъ, которымъ можно по очереди закрывать ту или другую пластинку. Если одна изъ пластинокъ будетъ подвергнута дѣйствию лучей, то, нагреваясь, она вызоветъ въ термоэлементѣ токъ, который будетъ обнаруженъ включеннымъ въ цѣпь гальваноскопомъ G_1 . Чтобы не вводить поправки на лучеиспусканіе, Онгстремъ настолько же нагреваетъ и другую пластинку

надъ температурою окружающей среды, вслѣдствіе чего сейчасъ же начинается излученіе лучистой энергіи обратно въ окружающую среду; точную величину этого излученія опредѣлить трудно. Для того, чтобы исключить вліяніе излученія, было бы наиболѣе правильно, если не уничтожить избытокъ температуры, то компенсировать его какимъ нибудь образомъ; это и достигнуто въ методѣ Онгстрема. Компенсационный пиргелиометръ Онгстрема является наиболѣе совершеннымъ приборомъ въ настоящее время для изученія солнечной радіаціи.

тинку искусственно, насколько нагрѣта первая. Для этого Онгстремъ соединяетъ тѣневую пластинку черезъ магазинъ сопротивленія и батарею изъ нѣсколькихъ элементовъ Лекланше съ точнымъ амперметромъ. Удостоверившись въ существованіи тока отъ нагрѣванія первой пластинки солнечными лучами, замыкаютъ вторую цѣль и быстро подбираютъ такъ сопротивление на магазинѣ, чтобы токъ элементовъ нагрѣлъ тѣневую пластинку настолько же, насколько нагрѣта другая солнечными лучами т. е. пока гальваноскопъ первой цѣли не покажетъ отсутствія тока. Теперь, когда нагрѣваніе и излученіе обѣихъ пластинокъ тождественно равны, остается измѣрить силу тока, употребленнаго на нагрѣваніе второй тѣневой пластинки. Такъ какъ нагрѣваніе пропорционально квадрату силы тока, то, при прочих одинаковыхъ условіяхъ, для одного и того же прибора будетъ, — если чрезъ J обозначить силу тока, R — сопротивление нагрѣваемой имъ пластинки, T — время дѣйствія тока, чрезъ A — постоянную:

$$Q_1 = AJ_1^2 RT; \quad Q_2 = AJ_2^2 RT;$$

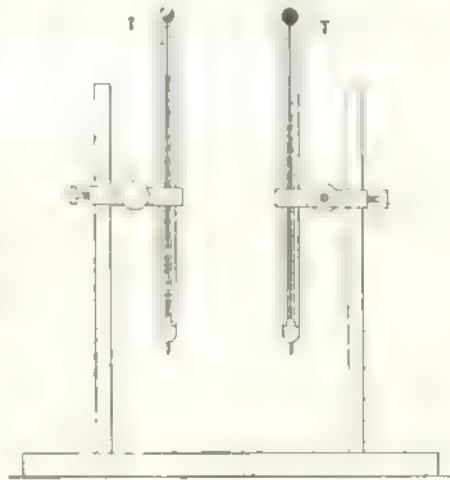
или

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{J_1^2}{J_2^2}.$$

Такъ какъ сила тока и сопротивление пластинки известны, то всегда легко опредѣлить и Q — количество энергіи, поглощенное пластинкою. Еще проще разъ навсегда измѣрить Q при нѣкоторой опредѣленной силѣ тока; а затѣмъ формула, написанная выше, даетъ любое Q по силѣ тока.

При помощи вышерассмотрѣнныхъ приборовъ можно болѣе или менѣ сложными манипуляціями опредѣлить непосредственную радиацию солнца. Но солнечные лучи, падая на тѣла, взвѣшенная въ атмосферѣ, испытываютъ неправильныя отраженія; следовательно, кромѣ непосредственной солнечной радиации, существуетъ радиация всего небеснаго свода, играющая въ различныхъ процессахъ не маловажное значеніе.

Приборомъ, служащимъ для изученія не только радиации солнца, но и небеснаго свода, является актиноскопъ Араго-Дэви (черт. 16). Дремникомъ энергіи здѣсь служить зачерненный шарикъ чувстви-



Черт. 16. Актиноскопъ Араго-Дэви.

тельного термометра, помещенный в стеклянную тонкостенную оболочку, из которой вытянуть воздух для устранения воздушных токов (конвекции). С ним рядом устанавливают другой такой же термометр, но только с блестящим шариком, тоже заключенный в оболочку. Теория и практика показывают, что, если не стремиться к особой точности, то можно принять, что

$$Q = k(t_1 - t_2),$$

где Q —количество энергии, получаемое шариком с освещением в 1 кв. см. в 1 минуту, k —некоторый постоянный коэффициент, полученный сравнением с надежными актинометрами, t_1 —температура зачерненного и t_2 —температура блестящего шарика.



Черт. 17. Гелиографъ Кемпбелля-Стокса

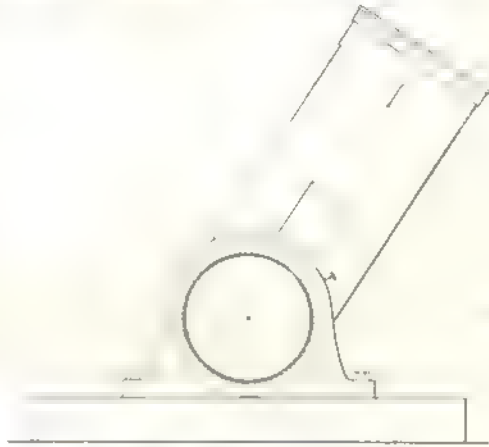
Для станций с одним наблюдателем даже активоскоп, требующий для регистрации количества энергии, получаемой земною поверхностью за сутки, довольно частых наблюдений и сравнения времени от времени с надежными актинометрами, оказывается прибором слишком сложным; поэтому там употребляются еще менее точные, но более простые приборы. Так

как ход радиации в течение суток в грубых чертах уже известен, то, зная число часов, сколько и когда светило солнце, можно составить себе очень грубое представление о количестве энергии, посланной на земную поверхность солнцем. Приборы, служащие для наблюдения над временем солнечного сияния, называются *гелиографами*.

Гелиограф Кемпбелля-Стокса представляет собою шарь из прозрачного стекла, устанавливаемый на подставку и освещаемый прямыми лучами солнца (черт. 17). Солнечные лучи, пройдя через шарь, собираются им в фокус и падают на препарированную бумажку, нарывая и прожигая ее тогда, когда солнце ярко светило, оставляя ее целюю, когда солнце покрыто было облаками. Бумажка, разделенная на часы и их доли, располагается на подставке так, что при суточном движении солнца изображение его, перемещаясь по длине бумажки, не слонит с нея все время.

Такимъ образомъ получается непрерывная запись, по которой легко прослѣдить число часовъ солнечнаго сіянія.

Сущность устройства гелиографа Величко состоитъ въ слѣдующемъ. Цилиндръ (черт. 18), имѣющій три узкія щели на разныхъ высотахъ, ставится такимъ образомъ, чтобы его ось была параллельна оси міра; тогда верхняя щель обращена къ востоку, средняя къ югу и нижняя къ западу. Внутри цилиндра помѣщается паноферная фотографическая бумажка съ отверстиями противъ щелей, раздѣленная вертикальными штрихами на часы и десятая доли часовъ. При суточномъ вращеніи земли лучи солнца попеременно будутъ проходить черезъ все три щели и оставлять слѣды на фотографической бумажкѣ. Подъ влияніемъ солнечныхъ лучей берлинская лазурь, покрывающая бумажку, дѣлается нерастворимой; такимъ образомъ остается послѣ промывки ясно видимая полоска, дающая возможность сосчитать часы, въ теченіе которыхъ солнце светило.



Черт. 18. Гелиографъ Величко.

Во всякомъ случаѣ, пользуясь гелиографами, необходимо принимать во вниманіе, что они могутъ зарегистрировать инсоляцію только съ того момента, когда она достигаетъ вѣдимаго извѣстнаго напряженія. Немедленно послѣ восхода солнца и за вѣдкое время до его заката, когда напряженіе солнечныхъ лучей, пронизывающихъ длинный слой атмосферы, довольно слабо, запись на гелиографахъ всѣхъ системъ обыкновенно отсутствуетъ и эти часы всегда отсутствуютъ въ счетѣ времени сіянія солнца. Въ зависимости отъ прозрачности стекла, отъ свойствъ принимающей лучи бумаги эти отсутствующіе въ записи часы будутъ для различныхъ приборовъ различны; но отсутствіе ихъ всегда должно быть принято во вниманіе.

18. Величины, опредѣляющія солнечную радіацію; ея ходъ по наблюденіямъ. Количество энергіи, падающее на 1 кв. см. горизонтальной земной поверхности въ 1 минуту, равно, какъ указано было выше,

$$i = Jr^1.$$

Коэффициентъ прозрачности r для воздуха по изслѣдованіямъ Лэнглейа оказывается для различныхъ лучей неодинаковымъ: чѣмъ меньше длина волны

для луча, тѣмъ меньше онъ для воздуха, уменьшеніе это для p съ уменьшеніемъ длины волны тѣмъ значительнѣе, чѣмъ плотнѣе воздухъ. Изъ изслѣдованій Лэнглена получились для различныхъ лучей (длина волны — λ въ тысячныхъ доляхъ мм.) слѣдующія величины для коэффициента прозрачности (p_1 — на горѣ, менѣе плотный воздухъ, p_2 — въ словѣ между вершиною и подошвою горы).

λ —	0.400	0.500	0.600	0.700	0.800	1.200
p_1 —	0.48	0.85	0.88	0.94	0.99	0.97
p_2 —	0.15	0.12	0.32	0.54	0.88	0.96

Отсюда слѣдуетъ, что, строго говоря, ни о какой солнечной постоянной и рѣчи быть не можетъ; даже допуская завѣдомо невѣрно, что i для всѣхъ лучей у земной поверхности одинаково, для J получилось бы, по формулѣ Бугера, столько различныхъ значеній, сколько существуетъ различныхъ коэффициентовъ прозрачности. На самомъ дѣлѣ, какъ уже было указано, и i для различныхъ лучей очень различно.

На практикѣ, чтобы дать нѣкоторую среднюю мѣру поглощенія лучистой энергии атмосферою, говорить о среднемъ для всего комплекса лучей значеніи коэффициента прозрачности. Но при этомъ необходимо помнить, что въ сущности въ этомъ случаѣ рѣчь идетъ о нѣкоторой фиктивной, только грубо приближенной величинѣ. Приборы, которыми пользуются для измѣренія инсоляции, даютъ только общую для всего пучка лучей, превращенныхъ въ тепло, величину i . (Отдѣльныхъ значеній i для каждаго сорта лучей въ каждомъ отдѣльномъ случаѣ мы не знаемъ (исключеніе — только спектра болометрическаго измѣренія, гдѣ это возможно). Поэтому и вычислить солнечную постоянную для всего комплекса лучей, строго говоря, нѣтъ возможности.

Только при этихъ оговоркахъ можно говорить о солнечной постоянной или о среднемъ коэффициентѣ прозрачности для атмосферы.

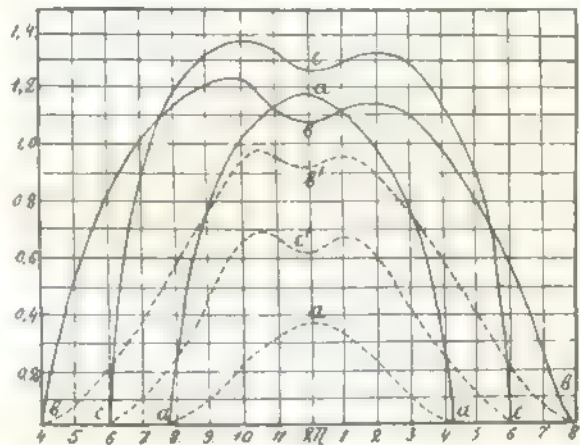
Опредѣленія послѣдняго времени показали, что въ среднемъ для J , — солнечной постоянной, — наиболее вѣроятное значеніе — 2.1 малыхъ калорій на 1 кв. см. въ 1 мин.. Средній коэффициентъ прозрачности p колеблется отъ 0.4 до 0.85 и зависитъ отъ примѣси твердыхъ и жидкихъ частицъ въ воздухѣ. При увеличеніи содержанія паровъ въ воздухѣ величина p уменьшается; за среднюю величину для p вообще можно принять 0.75.

Если положить p равнымъ 0.75 и неизмѣннымъ въ теченіе всего года, то тогда легко рассчитать количество энергіи, получаемое единицею горизонтальной земной поверхности за извѣстный промежутокъ времени, для этого пришлось бы вычислить только по извѣстнымъ формуламъ длину пути, проходимого лучами въ атмосферѣ. Такимъ именно образомъ получены для экватора, широты 4° и полюса пунктирные кривыя, приведенныя на черт. 11 (кривыя 4, 5 и 6, стр. 12), изображающія то количество лучистой энергіи, которое получалось бы каждыи квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности, если бы средний коэффициентъ прозрачности атмосферы былъ равенъ 0.75.

Въ дѣйствительности вслѣдствіе измѣненія въ воздухѣ количества водяныхъ паровъ и пыли величина p и периодически, и не периодически мѣняется въ теченіе сутокъ и въ теченіе года; эти измѣненія отзываются на дѣйствительно наблюдаемомъ суточномъ и годовомъ ходѣ радиациіи безоблачнаго дня.

Величина радиациіи по непосредственнымъ наблюденіямъ Са-

вельева въ Кіевѣ мѣняется наиболѣе правильно въ зимніе мѣсяцы (январь, кривая a на черт. 19). Въ весенніе (кривая c , черт. 19) и лѣтніе мѣсяцы (кривая b) величина радиациіи, въ теченіе сутокъ послѣ восхода солнца повышается и достигаетъ максимума около 10 часовъ; далѣе, когда вмѣстѣ съ повыше-

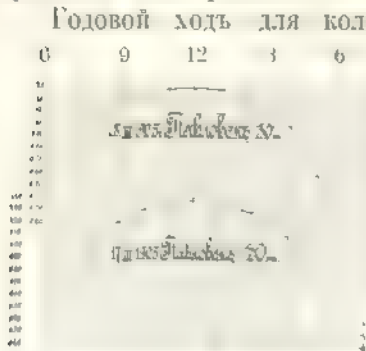


Черт. 19. Суточные измѣненія радиациіи по набл. Савельева въ Кіевѣ.

увеличивается содержание паровъ, p уменьшается, а съ нимъ понижается также радиация; послѣ полудня, когда температура начнетъ понижаться, уменьшается количество паровъ, и радиация снова увеличивается, достигая около 2-хъ часовъ второго максимума; послѣ этого она довольно круто опускается. Разсмотрѣнныя кривыя даютъ то количество энергии, которое получаетъ каждый квадратный сантиметръ затеренной поверхности, принимающей нормально лучи солнца. Теперь, если отъ нормально къ лучамъ поставленной пластинки перейти къ земной поверхности, то можно получить аналогичныя кривыя, только съ меньшими ординатами (черт. 19, кривыя a' , b' , c'); для получения ихъ придется ординаты кривыхъ a , b , c , помножить на $\cos^2 \zeta$.

Новѣйшія наблюденія въ Павловскѣ, Москвѣ, Туркестанѣ и т. д. съ компенсационными приборами Оиштрема не подтверждаютъ въ суточномъ ходѣ радиациіи полуденнаго ея уменьшенія; по этимъ новымъ даннымъ получается иная суточная кривая съ максимумомъ около полудня. Не было ли полуденный минимумъ радиациіи въ наблюденіяхъ Савельева и др., работавшихъ съ прежними

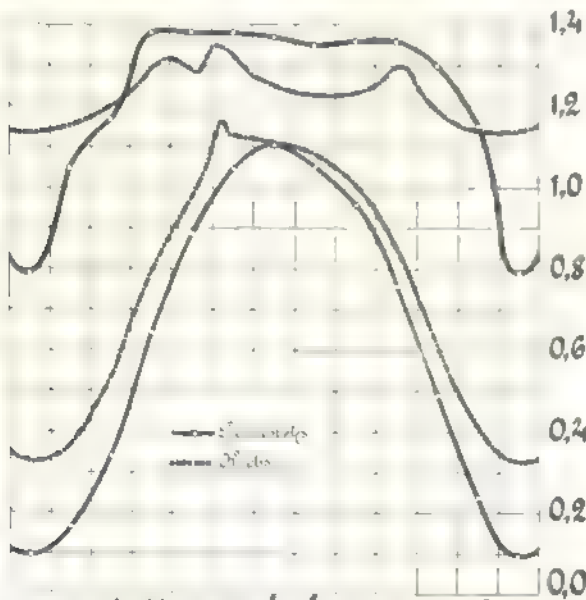
актиографами. инструментальною ошибкою прибора (актиографа Крова), до сихъ поръ окончательно не выяснено. Черт. 20 даетъ суточный ходъ радиации въ Павловскѣ.



Черт. 20. Суточные изменения радиации въ Павловскѣ.

Каждымъ квадратнымъ сантиметромъ поверхности, нормальной къ лучамъ солнца, положенъ на суточный: съ января (черт. 21) начинается возрастание радиации; въ лѣтніе мѣсяцы наблюдается максимумъ. Для Кіева, по Савельеву, опять послѣ максимума въ маѣ происходитъ нѣкоторое пониженіе вследствие увеличенія въ теплое время года количества паровъ, а въ іюлѣ получается второстепенный минимумъ; затѣмъ радиация

снова повышается, достигаетъ второго максимума въ сентябрѣ, за



Д Я Ф М А М І І А С О Н Д

Черт. 21. Годовыя изменения радиации въ Кіевѣ и Павловскѣ, верхняя кривая— для пластины, нормальной къ лучамъ, нижняя— для горизонтальной земной поверхности.

которымъ идетъ опять пониженіе и въ декабрѣ минимумъ. На кривой для Павловска этого лѣтняго минимума почти совершенно не замѣтно.

Въ годовомъ ходѣ количества энергии, получаемой горизонтальною земною поверхностью, сѣзонаобразный минимумъ лѣтомъ для Кіева не такъ сильно выраженъ (на нижней кривой черт. 21); онъ компенсируется то извѣстной степени значительными изменениями множителя $\cos^2 \alpha$, на который прилагается умножить ордина-

ты верхней кривой, чтобы получить эту посылку.

Прежде чѣмъ закончить разборъ данныхъ, получаемыхъ наблюденіями надъ солнечною радіаціею, интересно задаться вопросомъ, каковы тѣ наибольшія величины солнечной радіаціи, которыя получались около земной поверхности.

Вообще, чтобы получился максимумъ радіаціи, р должно быть по возможности мало; но эти требованія не совмѣстимы при наблюденіяхъ, ибо а) тамъ, гдѣ солнце можетъ находиться въ зенитѣ, и тогда атмосферы будетъ наименьшая (на экваторѣ), присутствие паровъ въ большихъ количествахъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы сильно понижаетъ р; б) тамъ же, гдѣ р велико вследствие уменьшенія паровъ въ атмосферѣ (на полюсѣ), велико и $\frac{1}{r}$, а слѣдовательно и толщина проходящаго слоя воздуха.

Поэтому на 1 квадр. сантиметръ нормальной къ лучамъ поверхности только въ исключительныхъ случаяхъ наблюдалось у земной поверхности больше 1.5 малыхъ калорій (въ Туркестанѣ, до 7.2) на горахъ и нагорьяхъ удавалось (Жансенъ-Валло, Станкевичъ) получать до 2.0 и нѣсколько болѣе малыхъ калорій.

Такимъ образомъ изъ 2.1 калорій, падающихъ на каждый квадратный сантиметръ въ минуту на границахъ атмосферы, до земли только въ исключительныхъ условіяхъ доходить 1.7—2.0 калорія, т. е. до 82°, — 95°, всей энергіи, посылаемой солнцемъ на единицу поверхности. Въ обычный ясный день вблизи земной поверхности при наилучшихъ условіяхъ прозрачности воздуха получается изъ этого количества только 1.5 калорій т. е. всего 70%, остальное все поглощено или разбѣяно атмосферою.

Что касается до общаго количества энергіи, получаемого единицею (1 см.²) горизонтальной земной поверхности при обычныхъ условіяхъ облачности, то числа, найденныя различными наблюдателями для разныхъ пунктовъ, колеблются, какъ и нужно было ожидать, въ широкихъ предѣлахъ. Такъ по наблюденіямъ Савельева въ Киевѣ въ среднемъ за 7 года каждый 1 см.² горизонтальной земной поверхности въ сутки получаетъ малыхъ калорій.

мѣсяцы	Я.	Ф.	М.	А.	М.	І.	І.	А.	С.	О.	Н.	Д.	годъ.	
въ средн.	м. к.	24	67	99	122	318	325	328	306	227	125	34	13	166
	см. ²													
наибольш.	м. к.	—	—	—	—	445	527	449	375	194	77	—	—	—
	см. ²													

Общая сумма энергіи, за цѣлый мѣсяць получаемой 1 см.² горизонтальной земной поверхности, для Стокгольма напр. по Вестману была въ м. к. на 1 см.²:

Я.	Ф.	М.	А.	М.	І.	І.	А.	С.	О.	Н.	Д.
378	796	2094	3333	3699	12078	11330	7770	3851	1338	223	133

За цѣлый годъ общее количество энергіи: для Киева (по Савельеву) 99745 м. к., для Монцелье (по Крова) 71829, для Варшавы (по Горчинскому) 59720, для Шницбергера (Треуренбергъ, по Вестману) 19820 мал. кал. на 1 см.².

III. Обмѣнъ тепловой энергіи въ дѣятельномъ и ближайшихъ къ нему слояхъ суши и водѣ.

19. Процессы, возникающіе подъ дѣйствіемъ радіаціи на земной поверхности: дѣятельный слой. Обезпыленный, чистый, сухой воздухъ обладаетъ, какъ уже было указано, значительною прозрач-

ностью для лучистой энергіи. Не будь въ атмосферѣ, значить, никакихъ примѣсей, лучистая энергія проходила бы чрезъ нее почти безъ задержки; следовательно непосредственно здѣсь она не могла бы претерпѣть почти никакихъ трансформаций, не могла бы вызвать никакихъ физическихъ процессовъ или явленій. Но за то она почти цѣликомъ достигала бы земной поверхности, — твердой или жидкой. На самомъ дѣлѣ — это не такъ, твердые и особенно жидкія частицы, взвѣшенные въ воздухѣ, поглощаютъ и некоторое количество энергіи, часть этой поглощенной ими энергіи тратится на ихъ нагреваніе, часть ими посылается на земную поверхность въ видѣ радиации небеснаго свода, часть теряется излученіемъ въ междупланетное пространство.

Въ силу прозрачности атмосферы особенное значеніе приобретаетъ тотъ *поглощающій, дѣятельный*, какъ это принято теперь называть, *слой*, который принимаетъ на себя и задерживаетъ въ большей или меньшей степени падающую на него лучистую энергію. Такимъ принимающимъ энергію слоемъ является жидкая или твердая земная поверхность. Въ послѣднемъ случаѣ т. е. на сушѣ растительный покровъ, который закрываетъ земную поверхность, защищая ее отъ дѣйствія лучистой энергіи, принимаетъ на себя и роль дѣятельнаго, поглощающаго энергію слоя. Если въ самой прозрачной атмосферѣ образовалась достаточно плотная для того, чтобы поглощать лучистую энергію, поверхность (напр. облако), сторона, обращенная на встрѣчу потоку лучистой энергіи (инсолируемая), является тогда также дѣятельнымъ, поглощающимъ слоемъ; этотъ дѣятельный слой будетъ, конечно, обладать существенно иными свойствами, чѣмъ не прозрачная твердая поверхность суши или растительности, или поверхность водоема.

Притекающая отъ солнца лучистая энергія, поглощаемая принимающимъ ее дѣятельнымъ слоемъ, немедленно трансформируется въ тепловую энергію, что и обнаруживается *повышеніемъ температуры въ этомъ поглощающемъ слое*; часть лучистой энергіи, конечно, отразится отъ этого принимающаго слоя и или задержится поглощающею ее атмосферою, или потеряется, возвращаясь въ междупланетное пространство, въ случаѣ полной прозрачности атмосферы. Количество поглощенной принимающимъ слоемъ энергіи, — а следовательно и его нагреваніе, — будутъ зависеть отъ состава и цѣлы этого принимающаго слоя; будутъ они зависеть и отъ другихъ его физическихъ свойствъ.

Но поглощающій энергію слой — не изолированная, уединенная отъ сосѣднихъ слоевъ поверхность. Какъ только она нагре-

лась, какъ только образовался *термическій градиентъ* между принимающимъ и соседнимъ слоемъ почвы или атмосферы, немедленно и неизменно образуется *тепловой потокъ отъ нагрѣтаго слоя къ болѣе холоднымъ соседнимъ*, пропорциональный разности температуръ и коэффициенту теплопроводности слоевъ. Это—во первыхъ. Во вторыхъ повышение температуры какого бы то ни было тѣла сравнительно съ окружающимъ его пространствомъ сопровождается всегда *излученіемъ энергии*. Какъ только тѣло нагрѣто, немедленно образуется потокъ лучистой энергіи опять въ окружающую, болѣе холодную среду. Основной законъ, которому подчинено это излученіе, — законъ Ньютона, который однако должно разсматривать только, какъ очень грубое приближеніе. говорить, что излученіе это пропорціоально разности температуръ нагрѣтаго тѣла и окружающей его среды, точнѣе, по закону Стефана, оно пропорціоально разности четвертыхъ степеней отъ абсолютныхъ температуръ нагрѣтаго тѣла и окружающей его среды. Въ третьихъ и въ почвѣ, нагрѣваемой падающими на нее лучами, и въ ея растительномъ покровѣ, и въ водѣ, если эта послѣдняя становится на мѣсто почвы, потокъ энергіи, притекающей отъ солнца, вызоветъ *рядъ физическихъ, химическихъ и физиологическихъ процессовъ*, какъ-то испареніе, усвоеніе питательныхъ веществъ, раствореніе и т. п. Наконецъ, часть энергіи превратится прямо въ *механическую энергію востоящихъ и нисходящихъ потоковъ* въ прилегающемъ къ почвѣ воздухѣ и въ водѣ.

Такимъ образомъ, если черезъ Q обозначить количество лучистой энергіи, падающее въ единицу времени на каждую единицу принимающей ее горизонтальной поверхности, чрезъ a —количество поглощенной т. е. въ сущности трансформированной въ тепловую при этомъ энергіи, чрезъ r и d —количества отраженной и прошедшей насквозь чрезъ данный слой энергіи, то всегда и неизменно

$$Q = a + r + d.$$

Для почвы, когда ея поверхность является *дѣятельнымъ слоемъ*, d всегда можно считать нулемъ, и тогда $Q = a + r$. Напротивъ въ томъ случаѣ, когда *дѣятельнымъ слоемъ* является поверхность растительнаго покрова или водоема, величину d , какъ показываютъ наблюденія, пренебрегать нельзя.

Количество a энергіи, превращенной въ тепловую и, следовательно, такъ или иначе утилизированной *дѣятельнымъ слоемъ*, распадается дальше, какъ только что сказано, на величины, для которыхъ можно ввести соответствующія обозначенія:

- q_1 — количество энергіи, отдаваемое теплопроводностью слоямъ почвы, воды, воздуха, непосредственно прикасающимся къ дѣятельному слою,
- q_2 — количество энергіи, теряемое излученіемъ.
- q_3 — количество энергіи, идущее на испареніе и другіе физические про-

цессы въ дѣятельномъ и ближайшихъ къ нему слояхъ почвы, водѣ или растительности,

q_4 количество энергии, превращенное въ механическую энергию восходящихъ и нисходящихъ токовъ т. е. растратное путемъ конвекции.

Согласно сказанному выше

$$a = q_1 + q_2 + q_3 + q_4.$$

Теперь, чтобы показать на конкретныхъ примѣрахъ, въ числовыхъ данныхъ, заимствованныхъ изъ дѣйствительныхъ наблюдений, какія количества энергии на самомъ дѣлѣ трансформируются дѣятельнымъ слоемъ въ тепловую и какъ бы утилизируются какъ имъ самимъ, такъ и прилегающими къ нему слоями воздуха и почвы, можно привести нѣкоторыя цифры изъ изслѣдованій Броуна надъ обменомъ энергии въ зеленомъ листѣ и Хомена надъ круговоротомъ энергии въ почвѣ и воздухѣ.

Въ изслѣдованіяхъ Броуна объектомъ служилъ зеленый листъ подсолнечника. Для него оказалось, если принять Q за 100, въ одномъ рядѣ опытовъ:

$q_1 + q_2$	q_3	d
49.07	19.57%	31.40%

При наблюденияхъ Хомена надъ круговоротомъ энергии въ различныхъ почвахъ въ одномъ рядѣ опытовъ получены слѣдующія данныя въ калоріяхъ на каждый см.².

	Q	q_1	q_2	q_3	q_4
гранитъ	482	202	120	—	160
торфяной лугъ	482	44	120	232	86
вересковая песч. почва.	482	89	120	78	195

Приведенныя числа показываютъ, что по крайней мѣрѣ 20—25% получаемой дѣятельнымъ слоемъ въ дневные часы энергии теряется излученіемъ, отъ 18 до 40% тратится на нагреваніе воздуха путемъ конвекционныхъ токовъ и 42—64% энергии утилизировано самою почвою или вообще дѣятельнымъ слоемъ.

Въ ночные часы, когда притокъ лучистой энергии чрезвычайно слабъ, если не совсемъ отсутствуетъ, конечно—потеря энергии на излучение и другіе процессы можетъ взять перевѣсъ надъ ея притокомъ. Въ томъ же рядѣ наблюдений Хомена, къ которому относятся приведенныя выше числа, для ночныхъ часовъ получилось:

	Q	q_1	q_2	q_3	q_4
гранитъ	37	— 164	143	—	58
торфяной лугъ	37	— 50	143	37	— 93
песч. вереск. почва.	37	— 84	143	28	— 50

Знакъ—потому, что при этихъ условіяхъ дѣятельный слой вмѣсто того, чтобы получать энергию, явно отнимаетъ ее отъ болѣе теплыхъ почвы и воздуха.

Само собою разумѣется, что для различныхъ комбинацій дѣятельнаго слоя и окружающихъ его слоевъ получаются иныя данныя, варьирующія въ широкихъ предѣлахъ.

Были сдѣланы попытки непосредственными измѣреніями опредѣлить количества тепла, теряемыя единицею земной поверхности путемъ излученія. Измѣренія Шнейдера и Кречмара показали, что при наиболѣе благоприятныхъ условіяхъ близъ Вѣны излученіе можетъ достигать до 0.57 м. к. на 1 см.² въ

минуту. Подобныя же наблюденія Ло-Сурдо вблизи Неаполя дали здѣсь предѣлы, въ которыхъ колеблется излученіе съ 1 см.² почвы въ 1 мин.: наибольшій 0.196 м. к., наименьшій 0.08 м. к.

Вѣдствие всѣхъ указанныхъ процессовъ окончательное тепло-вое состояніе принимающей солнечныя лучи поверхности будетъ очень сложная функція всѣхъ химическихъ и физическихъ свойствъ не только принимающаго, но и прилегающихъ къ нему слоевъ.

Количества энергии, потраченной теплопроводностью и на физические и механические процессы, въ сущности утилизируются дѣятельнымъ слоемъ снова и въ известной мѣрѣ къ нему возвращаются при обратномъ потокѣ тепловой энергии или при процессахъ конденсаціи.

Такимъ образомъ краткій обзоръ процессовъ, возникающихъ подъ дѣйствіемъ инсоляціи, приводитъ къ тому выводу, что одновременно съ притокомъ энергии въ дѣятельномъ слойъ всегда будетъ идти расходъ или оттокъ полученной энергии на всѣ эти процессы. Расходъ этотъ долженъ расти по мѣрѣ того, какъ увеличивается количество поглощенной дѣятельнымъ слоемъ энергии и расти ея температура. *Окончательное тепловое состояніе дѣятельнаго слоя въ каждой данный моментъ и опредѣлится исключительно этими двумя процессами притока и расхода энергии или исключительно и вызывается, и опредѣляется весь обменъ энергии въ дѣятельномъ слойъ, въ почву и въ прилегающихъ къ ней слоевъ атмосферы.* Если преобладаетъ притокъ лучистой энергии (инсоляція) надъ расходомъ, температура тѣла повышается; если расходъ беретъ перевѣсъ надъ инсоляціею, температура тѣла будетъ понижаться.

Непрерывныя измѣненія инсоляціи и расхода энергии въ теченіе сутокъ или года вызовутъ такимъ образомъ прежде всего измѣненія температуры въ дѣятельномъ слойъ, *откуда путемъ проводимости или механически, конвекционными потоками эти измѣненія температуры распространяются въ ближайшіе, прилегающие къ дѣятельному слою воздуха, почвы, водама.*

Изъ всѣхъ перечисленныхъ выше процессовъ вѣдствіе прозрачности атмосферы главнѣйшимъ является излученіе. Оно имѣетъ мѣсто при какихъ угодно низкихъ температурахъ и непрерывно уноситъ, то увеличиваясь, то уменьшаясь, изъ принимающаго слоя поглощаемую имъ энергию. Поэтому при обменѣ энергии въ дѣятельномъ слойъ ему приходится отвести первенствующее мѣсто.

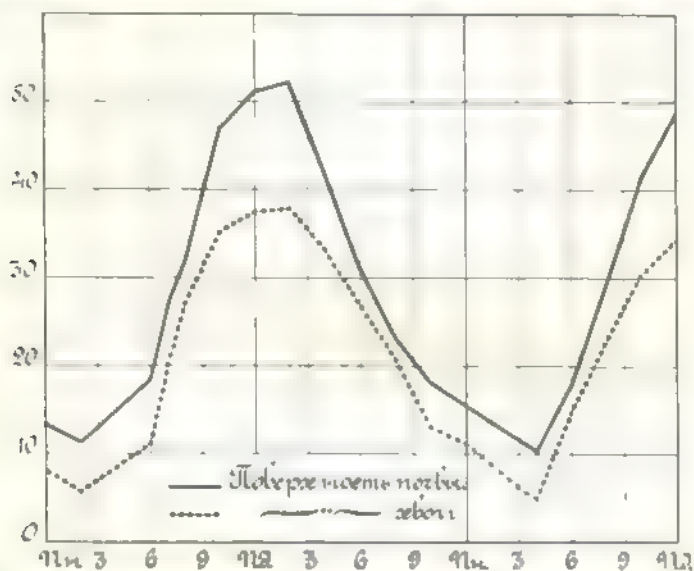
Притокъ лучистой энергии на земную поверхность начинается съ восходомъ солнца и увеличивается по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ т. е. по мѣрѣ увеличенія $\cos \zeta$ (уменьшенія

ζ — зенитнаго разстоянія солнца), излучение, какъ и расходъ энергій на другіе процессы, тоже увеличивающіеся съ повышеіемъ температуры, остаются, однако, въ некоторое время количественно ниже притока лучистой энергій. Поэтому температура дѣятельнаго слоя по мѣрѣ возрастанія $\cos \zeta$ будетъ повышаться соответственно пзмѣненіямъ этой величины: — въ утренніе часы она растетъ быстро, къ полудню ея измѣненія тѣмъ меньше, чѣмъ ближе $\cos \zeta$ къ своей наибольшей величинѣ. Въ полдень, когда $\cos \zeta$ наибольший (зенитное разстояніе солнца — наименьшее), притокъ энергии будетъ наибольший. После полудня, когда зенитное разстояніе солнца начнетъ снова увеличиваться, а $\cos \zeta$ уменьшаться, притокъ энергии будетъ уменьшаться, оставаясь въ теченіе некотораго времени еще большимъ расхода: температура дѣятельнаго слоя будетъ поэтому расти некоторое время и после полудня. Она достигнетъ своей *наибольшей величины (максимума)*, когда притокъ сдѣлается равнымъ расходу. Начиная съ этого момента она начнетъ убывать вслѣдствіе перевѣса расхода энергии надъ приходомъ, сначала — медленно, потомъ къ заката солнца все быстрее и быстрее. После заката солнца притокъ лучистой энергій сдѣлается равнымъ нулю (хотя могутъ быть другіе источники, но слабы сравнительно, — напр. передача тепла изъ соедѣнныхъ слоевъ, какъ во второмъ рядѣ цифръ, замѣтovanýchъ изъ работы Хомена), расходъ же энергии, — главнымъ образомъ на излученіе, — продолжается, поэтому температура дѣятельнаго слоя должна падать и дальше. Такое пониженіе продолжится до тѣхъ поръ, пока не начнетъ новый притокъ энергій т. е. *до новаго восхода солнца, когда получится наименьшая температура тѣлельнаго слоя (минимумъ температуры)*.

Сказанное будетъ наблюдаться наиболее резко и рельефно въ то время года, когда притокъ энергии вообще преобладаетъ надъ ея расходомъ (въ весеннее полугодіе).

Такъ какъ время наступленія наивысшей температуры зависитъ отъ времени наступленія наибольшей радиации, а эта послѣдняя бываетъ наибольшею около полудня въ теченіе всего года, то и время наступленія максимума температуры въ дѣятельномъ слое останется близко постояннымъ (нѣсколько позднее полудня). Время наступленія минимума зависитъ отъ времени восхода солнца: такъ какъ послѣдній въ различныхъ точкахъ земной поверхности зависитъ отъ широты мѣста и времени года (только на экваторѣ всегда день равенъ ночи), то и наступленіе минимума придется въ теченіе года на различные часы дня. Черт. 22 даетъ наглядное

представленіе о суточных пзмѣненіяхъ температуры: для поверхности почвы въ Павловскѣ близъ Петербурга и для поверхности хвои сосновой куртины въ Боровомъ лѣсничествѣ (Самарской губ.).



Черт. 22 Суточные пзмѣненія температуры въ дѣятельномъ слое

Сказанное относительно измѣненій температуры дѣятельнаго слоя въ теченіе сутокъ цѣлкомъ приложимо и къ годовымъ ея пзмѣненіямъ.

Впрочемъ къ вопросу о температурѣ дѣятельнаго слоя и ея періодическимъ измѣненіямъ придется еще возвратиться снова впоследствии.

20. **Общія условія, опредѣляющія обмѣнъ тепла въ почвѣ.** Количество энергіи, поглощаемой почвою, какъ физическимъ тѣломъ, опредѣляется ея физическими свойствами: ея составомъ, пвѣтомъ, содержаніемъ въ ней воды и т. п.

Почва представляетъ собою порошкообразное тѣло въ различной степени уплотненія, состоящее изъ крупинокъ или частицъ самыхъ разнообразныхъ размѣровъ, соприкасающихся между собою только очень небольшою частью своей поверхности и отдѣленныхъ другъ отъ друга пористыми промежутками, заполненными обыкновенно или воздухомъ, смѣшаннымъ съ парами воды, или, при очень влажныхъ почвахъ, прямо водою, или почвенными растворами. При такомъ строеніи почвы передача тепловой энергіи отъ поверхностнаго слоя къ подлежащимъ можетъ происходить только въ сла-

бой степени и очень медленно вследствие малой теплопроводности подобных порошкообразных тѣлъ: а малая теплопроводность есть естественное слѣдствие того, что отдѣльныя крупинки почвы касаются другъ друга только весьма малую часть своей поверхности, въ промежуткахъ же содержится воздухъ, очень слабо проводящій тепловую энергію.

Потокъ лучистой энергіи въ видѣ солнечныхъ лучей, падая на поверхность земли, повышаетъ, какъ уже указано выше, ея температуру. Повышеніе температуры любого физическаго тѣла подъ влияніемъ потока лучистой энергіи есть функція двухъ его физическихъ свойствъ по преимуществу, его поглосательной способности и его теплоемкости. *Чѣмъ больше его поглосательная способность, тѣмъ больше, при прочихъ равныхъ условіяхъ, нагреется тѣло; чѣмъ меньше его теплоемкость, тѣмъ больше опять будетъ его нагреваніе при определенномъ приростѣ тепловой энергии,* — тѣмъ выше, значитъ, его температура, ибо, какъ извѣстно, количество полученнаго тѣломъ тепла (Q) всегда при массѣ m , теплоемкости e и при повышеніи температуры на t будетъ $Q = mct$. Когда затѣмъ отъ поверхностнаго слоя тепловая энергія начнетъ пересаваться къ слѣдующимъ, сосѣднимъ слоямъ, величина теплового потока, направленнаго отъ одного слоя къ другому, опредѣлится разностью температуръ двухъ смежныхъ слоевъ и теплопроводностью почвы. Такимъ образомъ приходится прежде всего разсматрѣть, отъ какихъ условий главнѣйшимъ образомъ зависятъ теплоемкость и теплопроводность почвы.

Само собой разумѣется, что прежде всего объ эти величины будутъ зависеть отъ состава почвы. Затѣмъ при почвѣ определенного состава и теплоемкость, и теплопроводность почвы весьма сильно зависятъ отъ влажности почвы, — отъ содержанія въ ней воды. Вода — тѣло, обладающее наибольшей извѣстной теплоемкостью; поэтому съ увеличеніемъ содержанія воды теплоемкость почвы увеличивается. Параллельно съ увеличеніемъ теплоемкости должно при прочихъ равныхъ условіяхъ уменьшаться нагреваніе почвы. Подобное же отношеніе къ содержанію воды наблюдается и для теплопроводности почвы. По мѣрѣ того, какъ наполняющіе промежутки между частицами пузырьки сухого воздуха обогащаются парами воды, теплопроводность почвы увеличивается.

Чтобы охарактеризовать въ этихъ отношеніяхъ ту среду, о которой теперь идетъ рѣчь, могутъ служить нижеслѣдующія цифры. Надо, однако, предварительно замѣтить, что для характеристики почвъ по отношенію къ тепловой энергіи принято употреблять *объемную теплоемкость* данного вещества.

Выгода такой величины ясна: так как поток энергии (лучистой, тепловой, вообще какой угодно) характеризуется количеством энергии на единицу поверхности, то понятно, что от теплоемкости, отнесенной къ единицѣ массы, какъ обыкновенно, выгодно перейти къ теплоемкости, отнесенной къ единицѣ объема, т.-е. къ теплоемкости столба данного вещества съ сѣчениемъ въ 1 кв. единицу. Получить объемную теплоемкость легко, зная плотность данного вещества: она будетъ - произведение изъ плотности тѣла на теплоемкость единицы массы.

Объемная теплоемкость т.-е. количество тепловой энергии, нужное для повышения на 1° температуры 1 куб. см. данной почвы по Митчерлиху слѣдующая:

кварцевый песокъ сухой	0.302
гумусъ сухой	0.148
глина сухая	0.240
торфъ	0.601

Съ увеличеніемъ влажности въ почвѣ теплоемкость ея легко поддается вычисленію, такимъ путемъ Митчерлихомъ вычислены слѣдующія объемныя теплоемкости

	при влажности въ отъ наибольшей возможной:				
	0	20	50	80	100
песокъ	0.302	0.385	0.510	0.634	0.717
гумусъ	0.148	0.300	0.525	0.751	0.902
глина	0.240	0.357	0.532	0.706	0.823

Эти цифры уже даютъ прямо то количество тепловой энергии, которое нужно затратить для нагреванія 1 см.³ на 1° почвы въ видѣ крупинокъ съ промежутками, заполненными воздухомъ, водяными парами и жидкою водою.

Что касается теплопроводности почвы, то коэффициентъ внутренней теплопроводности можно принять:

для твердыхъ частей почвы	0.0011 — 0.0006
для почвенной воды.	0.00124
для почвенного воздуха	0.00005

Для песчаной почвы при промежуткахъ, заполненныхъ воздухомъ, водяными парами или водою, по Громану получается коэффициентъ внутренней теплопроводности

	при различной влажности въ %:			
	0	5	15	20
	0.00026	0.00114	0.00190	0.00252

Для гумуса, глины и др. почвъ такія цифры отсутствуют.

Но кромѣ измѣненія теплоемкости и теплопроводности вода должна еще инымъ образомъ вліять на температуру почвы. Испаряясь при любой температурѣ и при томъ тѣмъ сильнѣе, чѣмъ выше температура, вода будетъ часть поступающей тепловой энергии отнимать и утилизировать на испареніе, а это сейчасъ же должно соотвѣтственно уменьшить нагреваніе данной массы почвы.

Теперь допустимъ, что имѣемъ почву данной теплоемкости и данной, определенной теплопроводности. *Вслѣдствіе періодичности суточной и годовой въ притокъ верхи температура поверхности, поглощающей энергію, какъ уже было указано выше, должна имѣть суточный и годовой ходъ.* Пусть напр. дѣятельный слой АВ (черт. 23) на поверхности почвы нагрѣлся; пусть его температура подъ влияніемъ этого нагрѣванія въ данный моментъ повысится на T градусъ и даѣе затѣмъ не измѣняется. Распространяясь отъ слоя



Черт. 23. Схема передачи тепла въ почву.

АВ къ слѣдующему, подъ нимъ лежащему, тепловая энергія чрезъ нѣкоторое время и здѣсь начнетъ повышать температуру, но повышение въ слой CD будетъ уже меньше, — въ которое t , ибо тепловая энергія частью уже потрачена на прогреваніе слоя отъ АВ до CD. Чѣмъ меньше теплопроводность почвы, тѣмъ

меньше t и тѣмъ медленнѣе въ CD будетъ повышаться температура. Въ EF повышение будетъ еще меньше и наступитъ еще поздне по тѣмъ же причинамъ: и т. д. Значитъ, — должно въ силу малой теплопроводности по мѣрѣ углубленія въ почву наблюдаться: 1) *уменьшеніе избытковъ температуръ* и 2) *запоздываніе наступленія максимумовъ и минимумовъ ихъ.*

При періодическихъ измѣненіяхъ температуры въ верхнемъ принимаемомъ слое дѣло еще осложняется. Въ послѣдоуденные часы наблюдается постоянно, что въ CD или EF (черт. 23) идетъ еще повышение температуры, когда уже на верху началось подъ влияніемъ излученія пониженіе температуры, такъ что ходъ температуры на верху и на глубинѣ оказывается одинъ другому обратный, и наоборотъ внизу можетъ еще продолжаться пониженіе температуры, тогда какъ въ верхнихъ слояхъ уже идетъ ея повышение.

Назовемъ *амплитудой* температурныхъ колебаній разность между наивысшею и наинизшею температурою данного слоя за определенный промежутокъ времени.

Теоретическое изслѣдованіе законовъ распространенія потока тепловой энергіи въ почву привело Фурье къ установкѣ слѣдующихъ основныхъ законовъ для этого явленія ¹⁾.

¹⁾ Теорія теплопроводности, созданная Фурье для тѣлъ изотропныхъ или симметричныхъ и распространенная Дюгамелемъ на тѣла и среды анизотропныя, даетъ возможность строго теоретически анализировать и разсматриваемый случай.

а) Амплитуда температурных колебаний весьма быстро должна уменьшаться с глубиной; она убывает в прогрессии геометрической, когда глубины растут в прогрессии арифметической.

Какъ известно, когда вообще въ некоторой средѣ распространяется тепловая волна отъ некотораго нагреваемого слоя (напр. отъ нагреваемой поверхности), основанное уравнение теплопроводности, выражающее тепловой потокъ черезъ любую часть этой среды, будетъ:

$$\delta c \frac{d\theta}{dt} = k \left(\frac{d^2\theta}{dx^2} + \frac{d^2\theta}{dy^2} + \frac{d^2\theta}{dz^2} \right) = k\Delta\theta.$$

Здѣсь k —коэффициентъ внутренней теплопроводности δ —плотность, c —теплоемкость θ —температура и t —время. Уравнение это выражаетъ въ сущности тотъ же экспериментальный фактъ, что при неравномѣрномъ тепловомъ состоянии среды за некоторый промежутокъ времени приращение температуры каждой стороны которого dx, dy, dz , пропорционально суммѣ частныхъ приращеній температурнаго градиента $\left(\frac{d\theta}{dx}, \dots \right)$ на каждой изъ этихъ сторонъ. Если отъ разнородной среды, то приращение температуры каждой стороны будетъ различно— δc —применяемъ основанное уравнение на изоморфные температуры за данный элементъ времени dt . Известное уравнение стационарнаго распрежденія температуръ при установившемся тепловомъ потоке—только частный случай этого уравненія, когда $\frac{d\theta}{dt} = 0$.

Называя уравнение теплового потока можетъ быть, какъ это и дѣлается, обыкновенно, написано еще проще такъ:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{k}{\delta c} \Delta\theta = a^2\Delta\theta.$$

Тогда величина $a = \frac{k}{\delta c}$ будетъ такъ называемый коэффициентъ температурной проводимости, раздѣль отношенію коэффициента внутренней теплопроводности къ произведенію температурнаго коэффициента и плотности на квадратъ теплопроводности не меньшее значеніе, чѣмъ k —коэффициентъ внутренней теплопроводности.

Пусть нагреваемый слой среды мѣняетъ свою температуру периодически по уравненію:

$$\theta = \theta_0 \cos 2\pi \frac{t}{T},$$

гдѣ θ_0 —амплитуда T —периодъ и θ —температура въ этомъ начальномъ слое. Если теперь отъ этого слоя выйдутъ волны, въ слое x отъ начала отсчета въ любой моментъ t амплитуда θ будетъ $\theta_0 e^{-\frac{x}{\lambda}} \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{x}{\lambda} \right)$, а температура θ въ любой моментъ будетъ

$$\theta = \theta_0 e^{-\frac{x}{\lambda}} \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{x}{\lambda} \right) \quad (A).$$

Отношеніе

$$\frac{\theta}{\theta_0} = e^{-\frac{x}{\lambda}}$$

б) Записывание *о* наступлении максимальных и минимальных температур пропорционально глубинам.

в) При температурных изменениях *о* различными периодами амплитуды составляют *о* и *т* часть поверхности

дасть величину затухания *т*. е. уменьшения амплитуды (при $\cos = 1$) с возрастанием *х*, *а* угол

$$\varphi = \frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T}} \dots \dots \dots (B)$$

опредѣлит фазу колебания на разгледенных Обратная этой последней величина

$$v = \frac{2a}{x} \sqrt{\frac{T}{\pi}} \dots \dots \dots (Г)$$

дасть скорость распространения температурной волны в данной среде

Исходя изъ написаннаго уравненія (А), можно видѣть на самом дѣлѣ, что для температурной волны опредѣленнаго периода *T*, углубляющейся въ однородную почву *т* *е* такюя для которой $\mu = \text{const.}$ изъ (Б) прямо получается величина амплитуды для любой глубины; она будетъ

$$\theta = \theta_0 e^{-x \sqrt{\frac{\pi}{a^2 T}}}$$

или $\lg \theta_0 - \lg \theta = x \sqrt{\frac{\pi}{a^2 T}} = xN$ или еще иначе полагая $\lg \theta_0 = M$, $\lg \theta = M - xN$ *т* *е* *амплитуда колебаний въ разгледенной среде при каждом коэф. глубины раститъ *о* при *т* *е* *амплитуды колебаний* (2-ой законъ Фурье)*

Затѣмъ изъ (B) при наибольшемъ значеніи фазы, когда $\cos = 1$, должно быть для глубины *х*

$$t = \frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T}}$$

для глубины *х*,

$$t = \frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T}}$$

или $t : t = x : x$ *т* *е* *решеніе наступления максимума температуры затухаетъ пропорционально глубинам* (2-ой законъ Фурье)

Наконецъ, если приходится имѣть дѣло съ теми температурными волнами различныхъ периодовъ, то изъ (Б), полагая для двухъ такихъ волнъ $\theta_1 = \theta_0 e^{-\frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_1}}}$ и $\theta_2 = \theta_0 e^{-\frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_2}}}$ имѣемъ:

$$e^{-\frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_1}}} = e^{-\frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_2}}}$$

равенство, которое имѣетъ мѣсто только при условии

$$\frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_1}} = \frac{x}{2a} \sqrt{\frac{\pi}{T_2}}$$

или

$$x_1 : x_2 = \sqrt{T_1} : \sqrt{T_2}$$

т *е* *глубины, въ которыхъ амплитуда колебаний температуры въ одной средѣ является одною и туже для различныхъ температурныхъ волнъ являются какъ и для колебаний въ одной средѣ (3-й законъ Фурье)*

ной амплитуды — на глубинах, пропорциональных корню квадратному из продолжительности периода: т. е. для амплитуды, равной напр. 0.1 полой ее величины для поверхности почвы, при суточном и годовом периодъ — глубины.

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T_2}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19.1}.$$

Точно тоже будетъ, если взять напр. амплитуды, составляющія 0.001 амплитуды на поверхности. Наблюдения, какъ увидимъ да- лѣе, показываютъ дѣйствительно, что годовыя амплитуды дѣлаются совершенно незамѣтными на глубинахъ, въ 19 разъ приблизительно большей, чѣмъ глубина, на которой исчезаютъ измѣримыя нашими термометрами амплитуды суточныхъ колебаний температуры въ почвѣ.

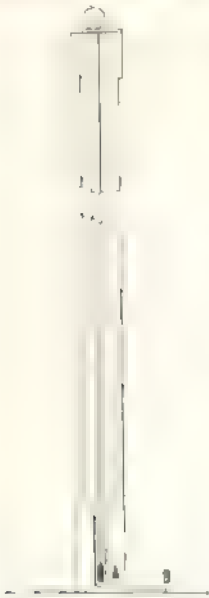
Необходимо замѣтить здѣсь, что законы эти, относящіяся къ распространению тепловой энергии въ однородной совершенно сре- динѣ, въ приложеніи къ дѣйствительнымъ измѣненнымъ тепловому потоку въ почвѣ не могутъ быть примѣнены вполнѣ строго, такъ какъ:

а) составъ почвы отъ слоя къ слою можетъ въ извѣстной сте- пени измѣняться, равно какъ будетъ все время мѣняться даже и для одной и той же почвы влажность, а вмѣстѣ съ нею и ее теп- лоемкость и теплопроводность;

б) и колебания температурныя въ поверхностномъ слое будутъ выражаться не простою синусоидою, какъ предполагаютъ эти за- коны, а болѣе сложною функціею.

21. Методы опредѣленія температуры почвы. Для изслѣдованія распределенія теплоты въ различныхъ слояхъ почвы и для изуче- ния въ нихъ температуры употребляются *почвенные термометры (геотермометры)*. Для поверхностныхъ или близкихъ къ поверх- ности слоевъ вполнѣ применимы и наиболее пригодны обычныя термометры съ нѣскольکو удлиненною стеклянною трубкою, позво- ляюще дѣлать отчетъ по надземной шкалѣ, не вытягивая термо- метра изъ почвы. Для большихъ глубинъ приходится примѣнять осо- быя почвенные термометры. Главная особенность такихъ термоме- тровъ заключается въ томъ, что для измѣренія температуры почвы термометръ долженъ обладать большою инерцією; а для этого при- ходится шарикъ обыкновеннаго ртутнаго термометра окружать туго- проводящею теплою массою (обыкновенно саломъ или парафиномъ, смѣшанными съ металлическими опилками или различными порош- кообразными массами). Это дѣлается съ тою целью, чтобы дать возможность наблюдающему спокойно вытянуть термометръ, погру-

женный на желаемую глубину въ почву, и отсчитывать его температуру, нѣрѣдко значительно отличающуюся отъ температуры окружающаго воздуха. Вслѣдствіе дурной проводимости тепла массами,



Черт. 24 Термометръ,
для опредѣленія тем-
пературы почвы.

окружающими шарикъ термометра, наблюдающій усифеть сдѣлать отсчетъ по нему прежде, чѣмъ показанія термометра измѣнятся. Такой термометръ, (черт. 24) заключенный въ металлическую оправу, укрѣпляется на деревянномъ стержнѣ и вмѣстѣ съ этимъ стержнемъ вставляется въ наружную оболочку изъ роговаго каучука; такая оболочка, — какъ плохой проводникъ, — не будетъ передавать тепло сверху внизъ. Нижній конецъ такой оболочки снабжаютъ обыкновенно гильзою и дискомъ изъ красной мѣди: оправа термометра, войдя въ гильзу, плотно къ ней прикасается. Мѣдный дискъ на гильзѣ служитъ для лучшаго прикосновенія термометра къ тѣмъ слоямъ почвы, температура которыхъ измѣряется.

Чтобы получить все измѣненія температуры между сроками наблюденій, употребляютъ иногда почвенные термографы. Въ такомъ термографѣ приемникомъ служитъ цилиндрический резервуаръ изъ хорошо проводящаго тепло вещества (латуни), наполненный толчоломъ, который закапывается на желаемую глубину. Этотъ приемникъ посредствомъ тонкой металлической трубки соединяется съ обыкновеннымъ тонкостѣннымъ резервуаромъ термографа Рихара (см. стр. 18). Все измѣненія температуры, вследствие неодинаковости коэффициентовъ расширенія твердаго тѣла и жидкости, будутъ вліять на этотъ второй резервуаръ самовишущаго прибора, заставляя его при повышеши температуры расширяться и, слѣдовательно, подымать вишущее перо вверхъ, а при пониженіяхъ температуры наоборотъ — опускать. Запись производится также, какъ въ обыкновенномъ термографѣ.

22. Періодическія измѣненія температуры почвы по наблюденіямъ. Изученіе температуры различныхъ слоевъ почвы при помощи геотермометровъ показываетъ, что поверхностный слой почвы, какъ это и можно было бы ожидать, нагревается и охлаждается гораздо значительно, нежели находящаяся надъ нимъ воздухъ, и даже выше надъ нимъ слой почвы. Разность между высшею и низшею, въ температурѣ, амплитудой температурныхъ колебаній — такъ въ теченіе су-

токъ, такъ и въ продолженіе года въ поверхностномъ слое несравненно поэтому больше, нежели для воздуха и почвы. По мѣрѣ углубленія отъ поверхности почвы въ ея толщѣ амплитуды какъ суточныхъ, такъ и годовыхъ колебаній, какъ это и должно быть, быстро уменьшаются. Съ возрастаніемъ глубины и время наступленія максимальныхъ и минимальныхъ температуръ для данного слоя начинаетъ запаздывать, — и это запаздываніе быстро растетъ съ увеличеніемъ глубины. Для различныхъ родовъ почвы и въ различныхъ по своимъ климатическимъ особенностямъ мѣстностяхъ земного шара убываніе амплитудъ и запаздываніе въ наступленіи суточныхъ и годовыхъ максимумовъ и минимумовъ температуры для одной и той же глубины весьма неодинаково: но существованіе этихъ характерныхъ особенностей распространения тепла въ почвѣ установлено наблюденіями для всего земного шара.

Д Ф и М. Н. А. О. С. М. А. И. Л.



Черт. 25. Распределение температуръ въ покрытой почвѣ по отдѣльнымъ мѣсяцамъ для Лѣсного Института.

Черт. 25 даетъ наглядное представленіе объ уменьшеніи амплитуды съ глубиною для Лѣсного Института. Для построения его были нанесены кривыя распределенія температуръ въ почвѣ за каждый мѣсяць причѣмъ температуры откладывались по оси абсциссъ (возрастаютъ сълѣва направо), а глубина по ординатамъ. Огибающія ясно опредѣляютъ величину амплитуды на какой угодно глубинѣ.

Слѣдующія цифры, дающія время наступленія наивысшей и наинижней температуры въ теченіе сутокъ и разности между этими температурами, подтверждаютъ выше сказанное.

Павловскъ, близъ Сиб., 60 с. ш. (въ среднемъ годовомъ).

Суточный ходъ.

	Время наступл. наибольш. °.	Время наст. наим. °.	Амплитуда
На поверхности почвы	1.2 ч. дня	3.4 ч. утра	14°.1
На глубинѣ 20 см.	6.2 » дня	8.1 » »	2°.7
» 40 »	11.7 » ночи	12.8 » »	1°.0
» 80 »	7.0 » утра	7.0 » веч.	0°.2

Нукусъ (средн. Азія) 42°1', с. ш. (среднія за Іюнь).

Суточный ходъ.

	Время наступленія напмен. темп. за сутк.	Время наступленія наиб. темп. за сутк.	Амплит.
Поверхность почвы	4 ч. 20 м. у.	12 ч. 45 м. дня	40°3
на глуб. 5 см.	5 » 30 » »	4 » 30 » в.	15°3
» 10 см.	6 » 25 » »	6 » 10 » в.	11°1
» 20 см.	9 » 36 » »	8 » 35 » в.	5°0

Устанавливая фактъ быстро уменьшенія суточных колебаній температуры въ почвѣ, наблюдения показываютъ, что колебанія эти далеко не распространяются и на нѣкоторой, сравнительно очень незначительной глубинѣ (въ среднемъ можно ее считать приблизительно около 1 м.) дѣлаются незначительно малыми и затѣмъ совершенно исчезаютъ.

Тоже наблюдается и съ годовыми колебаніями температуры Слѣдующая табличка даетъ времена наступленія наибольшихъ и наименьшихъ годовыхъ температуръ въ почвѣ для Нукуса и величины амплитудъ.

Нукусъ. Годовой ходъ.

	Время наступленія напмен. темпер.	Время наступленія наибольшей темп.	Амплит.
на глубинѣ 10 см.	1 февраля	18 июля	34°3
» 80 »	15 »	28 »	24°1
» 1.60 м.	25 »	21 августа	15°4
» 4.00 »	26 апрѣля	31 октября	4°0

Въ Навловскѣ (въ среднемъ за 10 лѣтъ) годовой ходъ.

	Время наступленія наименьш. темп. подъиже чѣмъ на поверхности.	Время наступлен. наибольш. темп.	Амплит.
на поверхности почвы	—	—	73°3
на глубинѣ 10 см.	на 2 дня	на 9 дней	4°2
» 80 »	» 23 »	» 23 »	19°8
» 160 »	» 77 »	» 43 »	11°8
» 320 »	» 108 »	» 76 »	6°3

Годовыя колебанія, слѣдовательно, также быстро уменьшаются съ углубленіемъ въ почву и должны исчезнуть на нѣкоторой глубинѣ (въ среднемъ около 20 метровъ) большей, чѣмъ та, на которой исчезаютъ колебанія суточные. Въ Лѣтомъ 1½ года наблюдалась температура на глубинѣ 100 м. въ буровой скважинѣ и за все время наблюденій оказалась неизмѣнной и равной 6°1. Разная величина промежутковъ между наступленіемъ максимума и минимума температуры въ одномъ и томъ же почвенномъ слое зависитъ отъ различнаго состоянія почвы при наступленіи минимума она мерзлая или влажная, а при наступленіи максимума она сухая.

Можно очень наглядно графически представить распределеіе тепла въ почвѣ для какого либо пункта земной поверхности, строя особую систему линий и откладывая на разграфленной бумагѣ по горизонтальному направлению время, по вертикальному глубины.

Соединяя непрерывною кривою всѣ глубины, имѣющія въ различные моменты одну и ту же температуру, получаютъ систему линий, называемыхъ *термо-изолистами*. Примеръ подобныхъ изолетъ данъ на черт. 26 и 27, гдѣ изображенъ ходъ температуры на различныхъ глубинахъ въ почву, сохраняющей своей естественный покровъ—какъ летомъ, такъ и зимою въ Лисеномъ, въ среднемъ за 15 лѣтъ и на почву, круглый годъ лишенной покрова. Подобныя системы линий позволяютъ весьма наглядно представить, какъ передается тепло отъ поверхностнаго въ болѣе глубокиѣ, ниже слолежащія слои. На нихъ видно прекрасно также и запаздываніе съ возрастаніемъ глубины.

Общіе результаты наблюденій надъ температурою почвы, до сихъ поръ произведенныхъ, можно вкратцѣ охарактеризовать слѣдующимъ образомъ. Наблюденія эти установили вообще два типа распредѣленія температуръ въ почву. Въ одномъ типѣ среднія годовыя температуры почвы вообще убываютъ отъ поверхности вглубь,—по крайней мѣрѣ до глубины не менѣе 15 м.; почва все время теплѣе воздуха. Это типъ, какъ его называлъ пр. Воейковъ, *солнечный*,—типъ, который можно, пожалуй, еще вѣрнѣе назвать *типомъ инсоляции* по преимуществу. Это распредѣленіе температуръ встрѣчается на всѣхъ станціяхъ, наблюдавшихъ температуру почвы въ тропикахъ; въ среднихъ широтахъ этотъ типъ измѣненія средней годовой температуры въ почву встрѣчается при наблюденіяхъ надъ температурами почвы, лишенной своего естественнаго покрова.

Типичнѣйшимъ примѣромъ такого распредѣленія температуръ въ почву могутъ служить наблюденія въ Гифалесѣ, какъ видно изъ слѣдующей таблички.

Воздухъ.	Среднія годовыя температуры.						
	Почва на глубинахъ въ см.:						
	1	20	40	84	165	226	647
12°.3	16°.3	15°.7	15°.4	15°.3	15°.1	14°.7	14°.5

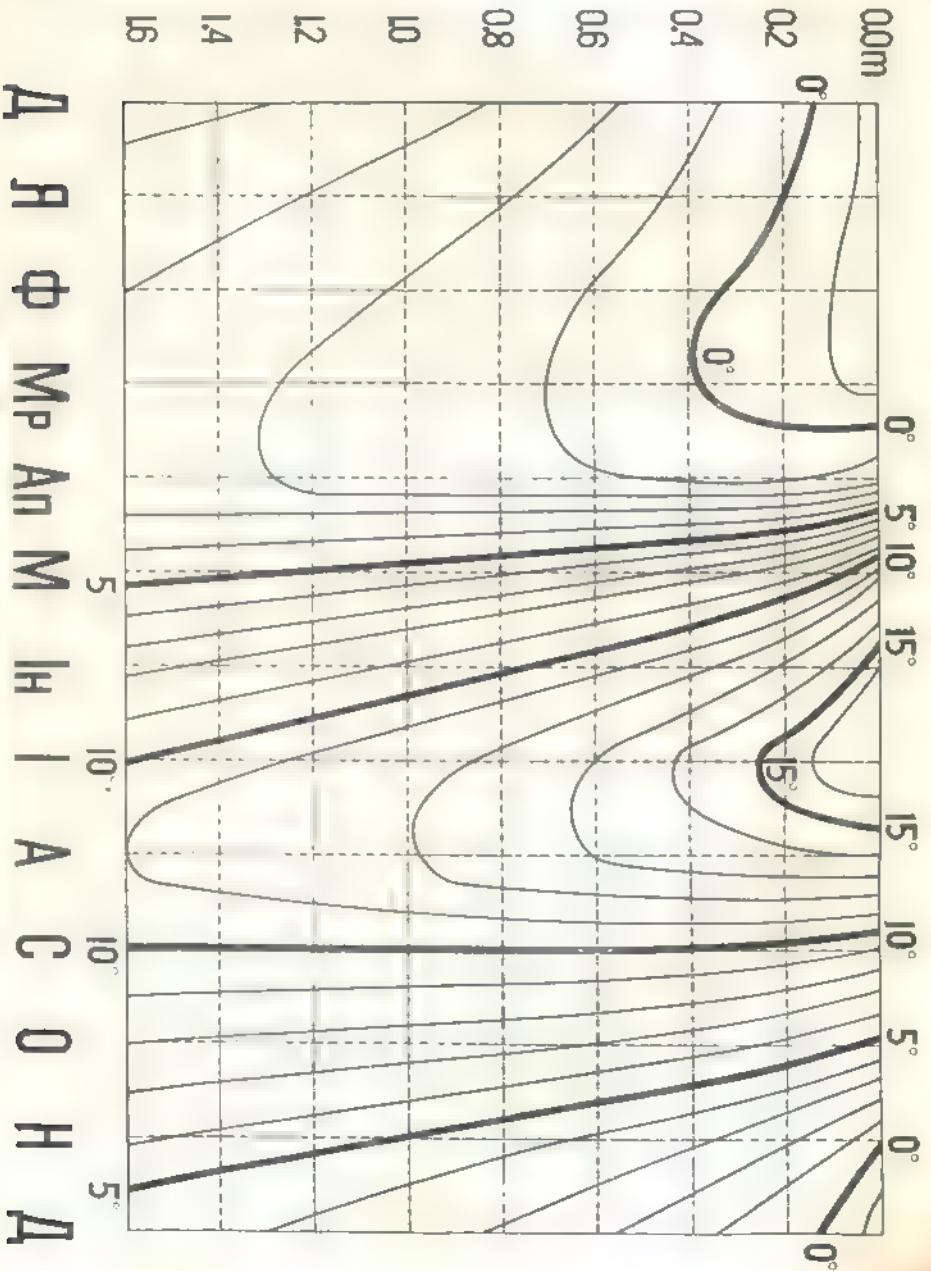
Другой типъ, *типъ излученія* (по Воейкову), наблюдается въ среднихъ широтахъ при почвахъ, одѣтыхъ естественнымъ своимъ покровомъ. Здѣсь почва также теплѣе воздуха въ среднемъ годовомъ, но температура повышается съ возрастаніемъ глубины. Этотъ типъ вообще выраженъ въ среднихъ широтахъ тѣмъ рѣзче, чѣмъ слабѣе въ данномъ пунктѣ инсоляция и чѣмъ короче теплое время года.

Примѣромъ могутъ служить наблюденія въ Лисеномъ: полученные здѣсь въ среднемъ годовомъ за 15 лѣтъ для покрытой почвы температуры даетъ слѣдующая табличка и черт. 30.

Почва на глубинахъ въ см.:						
0	10	20	40	80	160	
5.69	5.75	5.70	5.82	6.01	6.09	

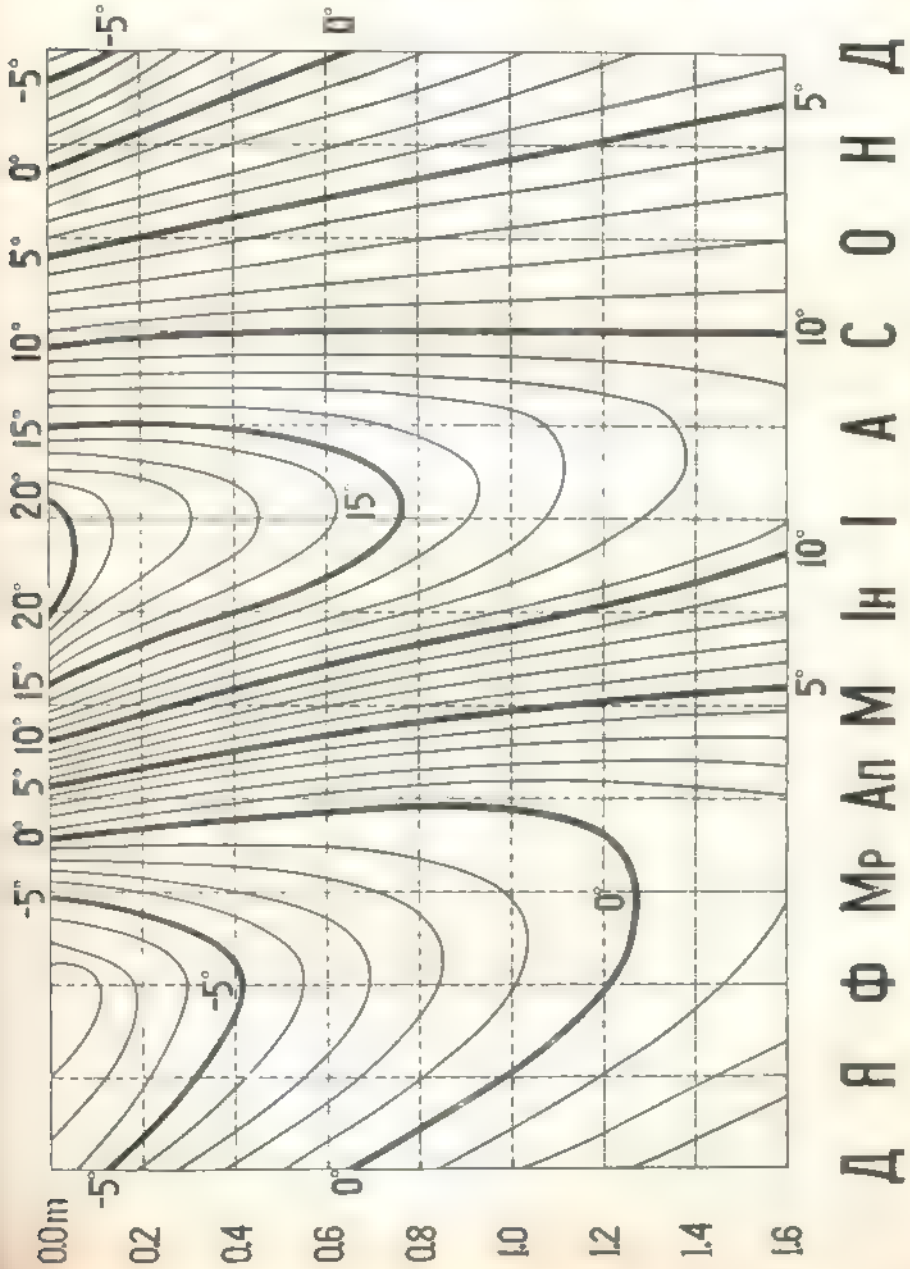
Само собою разумѣется, что въ отдѣльные моменты дня или года въ одномъ и томъ же пунктѣ распредѣленіе температуръ по вертикали въ почвѣ

может быть очень различное: такъ при преобладаніи излученія, особенно въ холодные зимніе мѣсяцы, будетъ наблюдаться типъ излученія даже и тамъ, гдѣ въ среднемъ годовомъ мы находимъ типъ инсоляціи (напр. въ Тифлисѣ



Черт. 26. Изогипсы температуры для подрытой почвы

въ зимне мѣсяцы ночью): и обратно даже въ высокихъ широтахъ, гдѣ въ среднемъ годовомъ типъ излученія, весной или лѣтомъ въ дневные часы будетъ распределеиіе температуръ, вполне отвѣчающее типу инсоляци



Черт. 27. Изолеты температуры для обнаженной почвы

23. **Вліяніє покрыва на температуру почвы.** Огромное значеніе на распределеніе тепла въ почвѣ оказываетъ, какъ и должно ожидать, присутствіе или отсутствіе естественнаго покрыва на ея поверхности. Затѣняя поверхностный слой почвы отъ непосредственнаго нагрѣванія солнечными лучами, *растительнымъ покровомъ* уже этимъ только значительно уменьшаетъ притокъ тепла въ почву, затѣмъ высушиваетъ почву усиленнымъ испареніемъ воды, растительный покровъ и этимъ уменьшаетъ ея теплопроводность: наконецъ, расходуя массу тепла на рядъ процессовъ, связанныхъ съ ростомъ растенія, растительный покровъ и на это отнимаетъ значительное количество тепла изъ того, что поступаетъ на поверхность почвы. При преобладаніи излученія надъ изсоляющею растительный покровъ наоборотъ защищаетъ почву отъ охлажденія, помогая ей такимъ образомъ сохранить полученный при изсоляціи запасъ энергии.

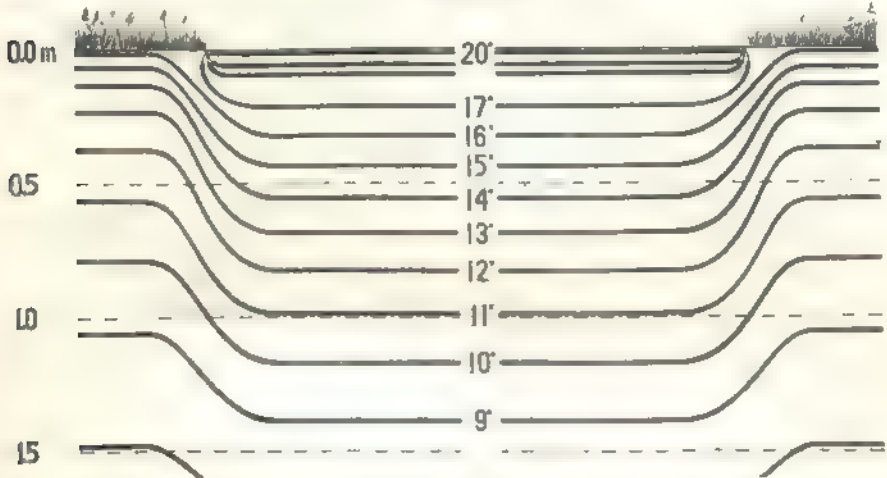
Еще большее вліяніе *снѣжнаго покрыва* на температуру почвы. Одѣвая поверхность почвы толстымъ и обыкновенно въ теченіе зимы достаточно рыхлымъ слоемъ, отличающимся весьма слабою теплопроводностью, снѣжный покровъ надежно защищаетъ земную поверхность отъ зимняго охлажденія; теплопроводность снѣга (о ней будетъ рѣчь въ своемъ мѣстѣ) тѣмъ меньше, чѣмъ больше его рыхлость, — чѣмъ, следовательно, суровѣе зима.

Наблюденія надъ температурою покрытой растительностью почвы и надъ почвою, лишенной растительности, показываютъ въ дѣйствительности, что разности между температурами покрытой и непокрытой почвы могутъ достигать весьма значительной величины, — особенно въ періодъ наибольшаго развитія растительнаго покрыва; такъ въ юнѣ 1895 г. по наблюденіямъ въ Лѣсномъ почва на 6.6 въ среднемъ мѣсячномъ была холоднѣе непокрытой на глубинѣ 40 см.; на глубинѣ 80 см. эта разность въ юнѣ въ среднемъ мѣсячномъ достигла 5°.0. Въ отдѣльныхъ случаяхъ эти разности могутъ быть еще больше. Черт. 28 очень наглядно иллюстрируетъ сказанное, показывая проведенными на немъ изотермами, насколько въ лѣтніе мѣсяцы покрытая растительностью почва холоднѣе лишенной покрыва.

Насколько можетъ быть велика разность въ температурахъ почвы, защищенной отъ охлажденія снѣгомъ, и почвы, лишенной снѣга, можно видѣть по слѣдующимъ числамъ въ холодную зиму 1893 г. на глубинѣ 40 см. не покрытая почва въ Лѣсномъ была за январь въ среднемъ на 12° 3 холоднѣе покрытой при толщинѣ снѣга всего въ 47 см. При отдѣльныхъ наблюденіяхъ эти разности могутъ быть гораздо значительнѣе такъ въ январѣ 1893 г. наблюдались въ Лѣсномъ разности до 32° между температурою поверхности и до 18° на глубинѣ 40 см. для почвы безъ снѣга и подъ снѣгомъ. Тоже самое изображено на черт. 29 для среднихъ за 15 лѣтъ температуръ февраля. Въ среднемъ годовомъ почва съ естественнымъ покровомъ во всѣхъ слояхъ, особенно же въ верхнихъ, теплѣе, чѣмъ почва, лишенная покрыва; это ясно видно изъ черт. 30. Разница между температурою покрытой и непокрытой почвы вообще уменьшается съ глубиною. При наблюденіяхъ въ Лѣсномъ, гдѣ

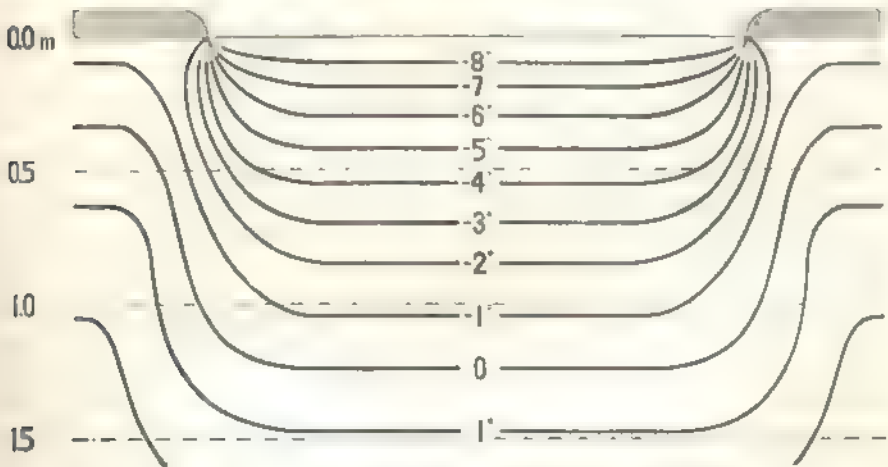
очищалась от покрова круглый год площадь $\sim \times \sim$ метр., разница между покрытой и не покрытой почвой сгладилась и исчезла на глубинѣ около 2.5 метра.

ІЮНЬ



Черт. 28. Ходъ изотермъ въ открытой и обнаженной почвѣ въ июнь.

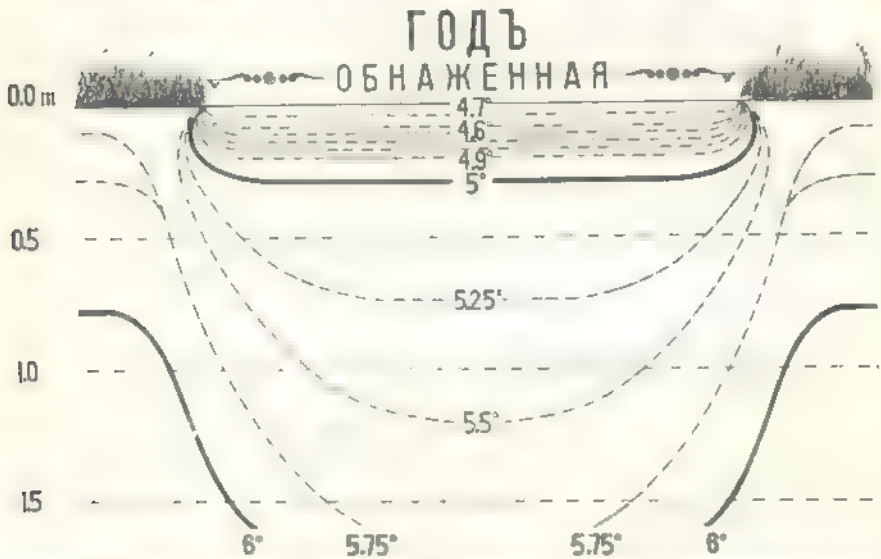
ФЕВРАЛЬ



Черт. 29. Ходъ изотермъ въ открытой и обнаженной почвѣ въ февраль.

Разсматривая вообще изменения температуры, какъ слѣдствіе изменения тепловаго потока, можно заключить, что въ тѣхъ случаяхъ, когда приходъ энергіи больше расхода (днемъ или лѣтомъ),

тепловой поток будет направлен вглубь, а когда расход превышает приход (ночью или зимою), тепловой поток будет направлен изнутри к поверхности. Интензивность этого потока и направление его определяются величиною и направлением градиента, т. е. изменением температуры на единицу длины, — в данном случае на единицу толщины почвы. Сравнительные наблюдения над покрытой и не покрытой почвою в Лесномъ Институтѣ показали, что покровъ, одѣвающий поверхность почвы, сильно вліяетъ на ве-



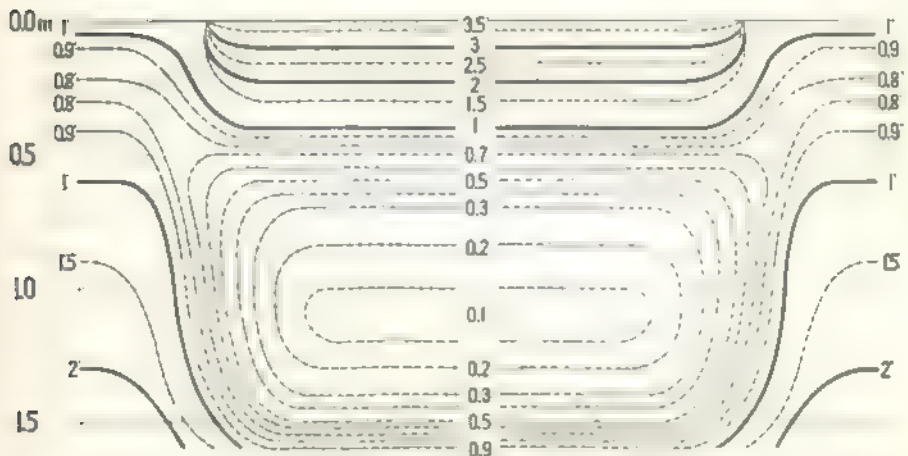
Черт. 20. Ходъ влнтермы въ покрытой и обнаженной почвъ въ среднемъ за годъ.

личину градиента и что разниця градиентовъ ¹⁾ въ покрытой и не покрытой почвъ въ зимнее время (черт. 20) наибольшей величины достигаетъ въ февралѣ въ не покрытой градиентъ слишкомъ въ 5 разъ больше, чѣмъ въ покрытой, и тамъ и тутъ онъ направленъ снизу вверхъ, — изъ глубины къ поверхности почвы. Въ лѣтніе мѣсяцы тепловой потокъ направленъ въ глубину и градиентъ въ покрытой почвъ почти въ $1\frac{1}{2}$ раза меньше, чѣмъ въ обнаженной (черт. 28). Такъ какъ количество энергии, доставляемое на покрытую и не покрытую почву, — одно и тоже, то причиной такой разницы только можетъ быть, очевидно, растительный покровъ: онъ

¹⁾ Хотя, строго говоря, средня мисгодѣтная величина для температуры, а не градиента, нельзя считать за мѣру градиента, въ изслѣдательныхъ наблюденияхъ, до извѣстной степени, ими можно охарактеризовать направление и напряженность теплового потока.

утилизировать значительную долю количества тепла, поступающего на земную поверхность. В осенние месяцы, когда охлаждение начинает брать перевес над нагреванием и поверхностные слои уже успели охладиться, самая высокая температура в почве может быть наблюдаема на некоторой глубине (в не покрытой глубже, чем в покрытой). От этой области и будут существовать тепловые потоки, один к поверхности, а другой в глубь. В весенние месяцы (черт. 31) условия будут обратными и потоки

АПРЬЛЬ



Черт. 31. Ход изотерм в покрытой и открытой почве в апреле. Нижняя кривая — изотерма, соответствующая пятим градусам

будут направлены в области холода, затегающей на некоторой глубине, причем она в открытой почве находится глубже, чем в покрытой. Здесь вообще слой, имеющий температуру 0° и ниже, может играть роль *шота*, изолирующего более глубокие слои от потока энергии, притекающего сверху: ясно, что пока весь лед, образовавшийся в почве, не растает, энергия и будет тратиться только на плавление этого льда, не повышая температуры этого мерзлого слоя.

Кроме естественного покрова на температуру почвы сильно влияние оказывает состояние поверхностного слоя. Чем он рыхлее, тем его теплопроводность будет меньше, но за то тем значительно увеличится длительная (сплозняющая или излучающая) поверхность, вследствие чего должно увеличиться нагревание и охлаждение этого слоя, а следовательно и амплитуда тем-

пературных колебаній зѣбѣ. Почвы компактыя обладаютъ меньшею дѣятельною поверхностью при прочихъ равныхъ условіяхъ и лучшей теплопроводностью; поэтому амплитуды температурныхъ колебаній будутъ въ нихъ меньшія въ поверхностныхъ слояхъ, чѣмъ въ почвахъ болѣе рыхлыхъ.

Теперь для того, чтобы составить себѣ ясное представленіе о тѣхъ количествахъ тепловой энергии, которыя дѣйствуютъ въ ея периодическомъ обмѣнѣ въ верхнихъ слояхъ твердой коры земного шара, остается еще привести нѣсколько цифръ, характеризующихъ эти количества тепловой энергии.

Вообще при наблюденіяхъ надъ обмѣномъ тепловой энергии въ почвѣ или въ какой бы то ни было средѣ приходится имѣть дѣло только съ температурами; чтобы отъ нихъ перейти къ количествамъ тепловой энергии, надо знать составъ данной почвы на изучаемыхъ глубинахъ и ея объемную теплоемкость для этихъ глубинъ; послѣдняя сразу опредѣлится по извѣстному измѣненію температуры запасъ тепла, прошедшій черезъ данный столбъ почвы. Общій путь для такихъ изслѣдованій былъ указанъ Бенцольдомъ, первыя классическія наблюденія такого рода были сдѣланы Хоменомъ; о нихъ уже упоминалось выше (стр. 58). Дальше Хомена пошелъ Шубергъ, установившій обмѣнъ тепла въ атмосферѣ и почвѣ за продолжительные періоды.

Здѣсь можно остановиться на числахъ, полученныхъ на Метеорологической Обсерваторіи Лѣвонаго Института при сравнительныхъ наблюденіяхъ надъ почвой, одѣтою все время своимъ естественнымъ покровомъ, и надъ почвою, лишевною естественнаго покрова: эти наблюденія достаточно рельефно выдвигаютъ попутно и роль естественнаго покрова т. е. того именно дѣятельнаго слоя, который играетъ первенствующую, наиболѣе активную роль въ обмѣнѣ энергии.

Наблюденія эти показали, что при данныхъ условіяхъ черезъ столбъ почвы съ сѣченіемъ въ 1 см.² и высотой въ 100 см (отъ поверхности до глубины 100 см.) въ годъ должно, чтобы поднять его температуру отъ минимальной до максимальной, пройти

въ почвѣ, лишенной покрова.	1432.4	мал. калорій,
въ почвѣ подъ естественн. покровомъ	957.4	» »

сѣловательно, — естественнымъ покровомъ задержано въ теченіе года по крайней мѣрѣ 475.0 мал. калорій на каждый см.² поверхности почвы.

Очень характерны для вліянія естественнаго покрова на почву числа, учитывающія полярно влияние этого покрова. Если разсчитать количество тепла, которое потребовалось на то, чтобы измѣнить отъ мѣсяца къ мѣсяцу среднюю температуру всего столба почвы на опредѣленную наблюденьями величину, то оказывается, что напр отъ Февраля къ Марту лишенная покрова почва должна была уже *получить* 79.3 м. калорій на каждый см.², тогда какъ покрытая снѣгомъ почва еще *теряла* 15.5 м. кал.; разность въ 94.8 м. кал. или 110.7° того, что получала лишенная покрова почва, была поглощена начинающимъ таять снѣговымъ покровомъ. Совершенно такимъ-же образомъ отъ Мая къ Юнію получила почва, лишенная покрова, 449.0 м. кал., сдѣлая растительностью 306.1 м кал.; т. е. травяной покровъ за этотъ періодъ на каждый см.² поверхности почвы утилизировалъ по крайней мѣрѣ 142.9°, того, что получила лишенная покрова почва. Отъ Декабря къ Январю лишенная покрова почва потеряла излученіемъ 114.5 м. кал. на каж-

дый см.² поверхности, а покрытая снѣгомъ—только 48,2 мал. кал., т. е. потеря покрытой снѣгомъ почвы по крайней мѣрѣ на 59,7°, меньше, чѣмъ для лиственной покрова почвы.

Чтобы вполне закончить съ вопросомъ о вліяніи покрова на температуру почвы, остается еще прибавить, что подобно травяному покрову долженъ вліять на температуру почвы и лѣсъ. Уменьшая инсоляцію поверхности почвы съ одной стороны, сохраняя въ зимнее время снѣгъ отъ таянія или предохраняя почву отъ охлаждения излученіемъ при отсутствіи снѣга, лѣсъ долженъ уменьшать амплитуды температурныхъ колебаній въ затѣвляемой имъ почвѣ. Разница съ травянымъ покровомъ будетъ въ этомъ случаѣ только количественная, во отношеіи не качественная. Наблюденія на лѣсныхъ опытныхъ станціяхъ это и подтверждаютъ. Такъ по наблюденіямъ въ Германи оказалось, что въ лѣсу въ среднемъ для глубинъ отъ 0,01 до 1,2 м. были

	разности: почва въ полѣ—почва въ лѣсу		
	сосна	ель	букъ
въ среднемъ за годъ.	0,09	1,03	1,01
Іюль.	2,8	3,0	3,2
Январь	—0,5	—0,1	—0,1,

т. е. *лѣтомъ* почвы въ лѣсу *холоднѣе*, *зимомъ* *теплѣе* полевой почвы. При этомъ по наблюденіямъ въ Пруссіи для поверхностныхъ слоевъ *лѣсъ* *уменьшалъ* *амплитуду* *температурныхъ* *колебаній* *въ* *лѣсной* *почвѣ* *сравнительно* *съ* *сосѣднимъ* *полемъ*:

сосновый за	4,2,
еловый »	3,4,
буквый »	3,9.

Въ Баваріи оказалось, что суточные колебанія проникали на полѣ на глубину до 92 см., въ лѣсу только на 61 см.

Въ общемъ по изслѣдованіямъ Шуберта оказывается, что напр. въ Эберсвальде (около Берлина) слой почвы съ замѣтными годичными колебаніями температуры расходуетъ на тепловую обмѣнъ 1850 мал. кал. на 1 см² за годъ, причемъ поверхность почвы отдѣта только обыкновеннымъ для луга травянымъ покровомъ, въ тоже время для почвы въ сосновомъ лѣсу тотъ же тепловой обмѣнъ составлялъ 1200 мал. кал. на 1 см². Лѣсомъ было такимъ образомъ утилизировано по крайней мѣрѣ 500 мал. кал. на 1 см.² изъ того, что тратилось въ тоже самое время луговою почвою.

21. Температура болѣе глубокихъ слоевъ земной коры. Вызываемая инсоляціею почвы температурныя колебанія въ поверхностномъ слое, какъ это слѣдуетъ изъ теоріи и какъ это показываютъ наблюденія, весьма быстро затухаютъ и до болѣе значительныхъ глубинъ не доходятъ, температура болѣе глубокихъ слоевъ земной коры поэтому должна оставаться совершенно неизмѣнною, постоянною. Наблюденія подтверждаютъ это въ буровой скважинѣ въ Лѣсномъ они дали уже на глубинѣ 196 м. неизмѣнную температуру 6°1; точно также въ Парижѣ термометръ, установленный еще Лавуазье и Кассини въ 1783 году въ повалѣ обсерваторіи

на глубинѣ 26 метровъ ниже поверхности почвы, все время показываетъ одну и ту же неизмѣнную величину, +11,72. Тоже самое наблюдается въ глубокихъ шахтахъ и рудникахъ. При этомъ температура болѣе глубокихъ слоевъ, какъ показываютъ наблюдения въ шахтахъ, рудникахъ, артезианскихъ колодцахъ и т. п., весьма медленно возрастаетъ съ увеличеніемъ глубины, — приблизительно въ среднемъ на 1' на каждые 30 метровъ глубины. Такъ при прогнѣтѣ С.-Готтардскаго туннеля температура почвы внутри горы, на глубинѣ 1752 м отъ вершины горы, оказалась 30,18, въ Симпловскомъ туннелѣ на глубинѣ 2135 м. найдена температура 55'. Глубина, на которую можно опуститься, чтобы температура земной горы возрастала на 1', называется обыкновенно *геотермическимъ градусомъ*. Величина геотермическаго градуса будетъ даже не вездѣ одна и та же, она измѣняется въ зависимости отъ неодинаковой теплопроводности различныхъ породъ, образующихъ твердую оболочку земнаго шара.

Фактъ возрастанія температуры съ глубиною для болѣе глубокихъ слоевъ земной коры показываетъ, что температура болѣе глубокихъ слоевъ определяется уже не тепловымъ потокомъ, идущимъ сверху, отъ дѣятельнаго слоя, приходится допустить существованіе еще другаго фактора, — *собственной теплоты земнаго шара*. Надо, исходя изъ наблюдений, допустить, что въ то время, какъ тепловой потокъ сверху съ увеличеніемъ глубины все болѣе и болѣе ослабляется, идетъ еще именно этотъ другой тепловой потокъ на встрѣчу первому, изъ болѣе глубокихъ слоевъ земнаго шара наружу. Однако этотъ послѣдній тепловой потокъ настолько слабъ, что сколько нибудь ощутительныхъ эффектовъ на земной поверхности онъ вызвать не можетъ.

Соединяя всѣ глубины, имѣющія одну и ту же температуру въ различныхъ мѣстностяхъ земнаго шара одною сплошною *изоготермической поверхностью*, найдемъ, что разстояніе этой поверхности отъ поверхности земнаго шара въ разныхъ точкахъ послѣдняго будетъ не одно и то же. Кромѣ различной теплопроводности различныхъ почвъ здѣсь играетъ роль еще и то обстоятельство, что средняя годовая температура различныхъ точекъ земной поверхности, какъ увидимъ далѣе, неодинакова, какъ неодинаковы и прочія климатическія ея условія, значительно влияющія на притокъ тепла на поверхность почвы. Такъ напр. въ восточной Сибири средняя годовая температура нижнихъ слоевъ воздуха мѣстами значительно ниже 0°. Въ свѣз этого здѣсь и почва, при суровомъ климатѣ, оказывается промерзшею на значительную глубину, и потому изоготермическія поверхности должны быть сильно смѣнены въ глубину. Вліяніе подобныхъ мѣстныхъ условій здѣсь настолько значительно, что почва остается обыкновенно промерзшею круглый годъ, оставаясь только въ поверхностныхъ слояхъ въ теченіе короткаго лѣтняго періода. Такимъ образомъ

верхніе слои почвы здѣсь на значительную глубину оказываются постоянно промерзшими и виѣющими температуру ниже 0° , а мерзлый слой, поглощая всю притекающую сверху энергию на тавіе льда и не пропускающая ее къ болѣе глубокимъ слоямъ, и здѣсь играетъ роль щита, совершенно преграждающаго путь тепловому потоку, идущему въ лѣтніе мѣсяцы отъ дѣйствительнаго слоя вглубь ¹⁾.

Такая не оттаивающая почва посяетъ названіе *мерзлоты*. Насколько значительна можетъ быть при благоприятныхъ условіяхъ мощность этого мерзлаго слоя, можно видѣть изъ того, что по наблюденіямъ Шарина въ Якутскѣ, на глубинѣ 115² метровъ въ шахтѣ температура почвы была $-0^{\circ}6$, хотя едва-ли здѣсь не было опусканія въ колодезь въ зимнее время при очень низкихъ температурахъ холоднаго воздуха сверху. Дальнѣйшія наблюденія подтвердили, во всякомъ случаѣ, существованіе мерзлаго слоя въ почвѣ въ различныхъ пунктахъ Азіатскаго и Северо-Американскаго материковъ. Разсчитывая здѣсь измѣненіе температуры съ возрастаніемъ глубины, Миддендорфъ пришелъ къ заключенію, что слой мерзлой почвы долженъ достигать глубины до 200 метровъ. Эта область не оттаивающей почвы въ Восточной Сибири спускается далеко къ югу и мѣстами доходитъ до 50° с. ш.

Подводя итоги наблюденіямъ надъ температурою почвы за продолжительные періоды наблюденій, можно задатья вопросомъ: получается-ли въ итогѣ тѣхъ процессовъ, которые идутъ въ почвѣ, накопленіе тепловой энергии, или же, наоборотъ, происходитъ ея растрата? Единственно возможнымъ для этого критеріемъ—среднія годовыя величины температуры почвы на различныхъ глубинахъ. Наблюденія показываютъ, какъ мы видѣли, что въ среднемъ годовомъ за большіе періоды градиентъ на различныхъ глубинахъ можетъ быть направленъ отъ поверхности вглубь до нѣкотораго слоя, гдѣ онъ дѣлается равнымъ 0 и гдѣ, следовательно, температура будетъ наименьшая, но отсюда вглубь температура опять начинаетъ возрастать, значить, начиная отъ этого слоя, градиентъ,—а следовательно и тепловой потокъ,—даже и здѣсь направленъ внаружу. Надо принять во вниманіе еще тѣ количества энергии, которая затрачивается на механическіе, физиологическіе и т. д. процессы въ верхнихъ слояхъ почвы и въ прилегающей къ ней атмосферѣ, надо принять также во вниманіе, что въ ночное и зимнее время, когда излученіе преобладаетъ надъ поглощеніемъ, болѣе влажная или мерзлая почва обладаетъ большою теплопроводностью, чѣмъ теплая и сухая днемъ и лѣтомъ:—если, повторяю, принять все это во вниманіе, то понятнымъ дѣлается, что излученіемъ почва должна терять болѣе тепловой энергии, чѣмъ тѣ ея количества, которыя почва получаетъ поглощеніемъ. А результатомъ этой потери и долженъ быть въ конечномъ итогѣ тепловой потокъ, направленный внаружу отъ глубокихъ слоевъ къ поверхности почвы. Наблюденія въ среднемъ за большіе періоды констатируютъ, такимъ образомъ, *несомнѣнное охлажденіе твердой земной коры*.

25. Основныя условія обмѣна энергіи въ водныхъ массахъ. Поверхность жидкой массы такъ же, какъ и почва, будетъ нагрѣ-

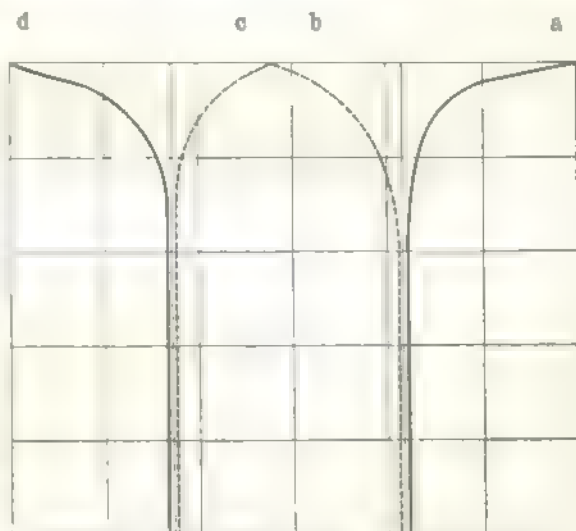
¹⁾ Въ маломъ масштабѣ вѣчно подобное, какъ было указано, можно видѣть на чертѣ 11 стр. 6, гдѣ мерзлый слой на глубинѣ 100 см. совершенно заграждаетъ путь тепловому потоку, идущему сюда отъ поверхности и изъ болѣе глубокихъ слоевъ почвы.

ваться подъ дѣйствиємъ притока лучистой энергіи и охлаждаться при излученіи. Но нагреваніе поверхностныхъ слоевъ и передача тепловой энергіи въ глубь въ водныхъ массахъ и въ почвѣ существенно различны; это обуславливается различіемъ физическихъ свойствъ жидкаго тѣла воды и твердаго тѣла — почвы. Вода имѣетъ, во первыхъ, наибольшую теплоемкость изъ всѣхъ извѣстныхъ тѣлъ; поэтому, при прочихъ равныхъ условіяхъ, она будетъ нагреваться и охлаждаться менѣе почвы. Во вторыхъ вода обладаетъ нѣкоторою прозрачностью; поэтому лучистая энергія проникаетъ непосредственно въ массу воды на нѣкоторую глубину, нагревая весь пронизанный слой. Въ третьихъ вода обладаетъ подвижностью частицъ; поэтому вѣтеръ, приливы и т. п. вызовутъ перемѣшиваніе ея слоевъ, отсутствующее совершенно въ почвѣ; эти явленія способствуютъ выравниванію температуры водъ въ различныхъ слояхъ. Въ четвертыхъ въ водѣ возможны вертикальные восходящія или нисходящія и горизонтальные конвекціонные токи при нагреваніи и охлажденіи водной поверхности. При 4° вода, какъ извѣстно, обладаетъ наибольшей плотностью, а устойчивое равновѣсіе возможно только тогда, когда плотности правильно возрастаютъ сверху внизъ; какъ только равновѣсіе неустойчиво, возникаютъ конвекціонные потоки, которые вызовутъ обмѣнъ тепловой энергіи между различными слоями совершенно помимо теплопроводности среды. Въ пятыхъ наконецъ въ водѣ могутъ происходить процессы плавленія и испаренія, при которыхъ возможенъ переходъ тепловой энергіи въ скрытую форму или возможно ея выдѣленіе.

Въ прѣсноводномъ бассейнѣ, если нѣтъ перемѣшиванія водныхъ массъ вѣтромъ, распредѣленіе температуръ существенно зависитъ отъ того, выше или ниже средняя температура воды 4°, — температуры наибольшей плотности воды. Если *средняя температура столба воды выше 4°*, то при преобладаніи инсоляціи надъ излученіемъ, съ повышеніемъ температуры поверхностныхъ слоевъ, плотность воды будетъ уменьшаться правильно снизу вверхъ; слѣдовательно будетъ устойчивое равновѣсіе водныхъ массъ. Значитъ, — въ этомъ случаѣ должны получиться температуры самая высокія на поверхности воды и быстро убывающія въ глубину, приближаясь къ постоянной, средней температурѣ всего водяного столба (— *прямое напластованіе температуры* по терминологіи Фореля), какъ кривая а черт. 32. Когда же излученіе преобладаетъ надъ инсоляціею, то верхніе слои, охлаждаясь ниже средней температуры, дѣлаются болѣе плотными и опускаются внизъ; равновѣсіе въ этомъ случаѣ неустойчивое; при его нарушеніи возникаютъ, такимъ об-

разомъ, нисходящіе конвекціонные токи, вызывающіе перемѣшиваніе водныхъ массъ, температура которыхъ тогда стремится быстро выравниваться, приближаясь къ нѣкоторой одинаковой во всей толщѣ воды величинѣ (черт. 32, кривая b). При *средней температурѣ во всей толщѣ водныхъ массъ ниже 4°* при нисходяціи верхніе слои, нагрѣваясь, станутъ болѣе плотными; равновѣсіе будетъ неустойчиво, и водныя массы, опускаясь, будутъ выравнивать температуру въ толщѣ воды; значить, — теперь температуры должны быть одинаковыми во всей массѣ воды. Когда же преобладаетъ излученіе,

верхніе слои, охлаждаясь, дѣлаются менѣе плотными; равновѣсіе будетъ устойчиво и температуры съ глубиной будутъ правильно возрастать (—*обратное напластованіе температуръ* по терминологіи Фореля), какъ на кривой d черт. 32. Амплитуды температурныхъ колебаній должны были бы и въ томъ, и другомъ случаѣ быстро убывать съ глубиной, вслѣдствіе малой теплопро-



Черт. 32. Условия равновѣсія водныхъ массъ

водности воды. онѣ должны были бы быть меньше, чѣмъ въ почвѣ, — въ силу перемѣшиванія водныхъ массъ во первыхъ, — въ силу большой теплоемкости воды во вторыхъ. Значить, — и въ массахъ воды должно было бы, какъ и въ почвѣ, получиться быстрое затуханіе температурныхъ колебаній при возрастаніи глубины; должно наблюдаться и запаздываніе максимальныхъ и минимальныхъ температуръ.

Сказанное, однако, предполагаетъ, что водныя массы не перемѣшиваются. На самомъ дѣлѣ, какъ увидимъ далѣе, подвижность водныхъ массъ дѣлаетъ то, что наблюденія только въ извѣстной мѣрѣ оправдываютъ эти теоретическія разсужденія. Оказывается, что амплитуда температурныхъ колебаній при прочихъ равныхъ условіяхъ въ водныхъ массахъ меньше, чѣмъ въ почвѣ. — но только

въ поверхностныхъ слояхъ; на глубинѣ же именно вѣдѣствіе об-
мѣна энергія между верхними и болѣе глубокими слоями, вызван-
наго перемѣшиваніемъ водъ при волненіи или конвекціонныхъ дви-
женіяхъ, амплитуды въ водныхъ массахъ и больше, и проникають
значительно глубже, чѣмъ въ почвѣ. Это наблюдается какъ для
суточныхъ, такъ и для годовыхъ колебаній. Точно также именно
вѣдѣствіе легкаго перемѣшиванія водныхъ массъ и запаздываніе
въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ въ
водахъ значительно меньше, нежели въ почвѣ.

Въ этомъ смыслѣ особенно важно вліяніе вѣтра на темпера-
туру поверхностныхъ слоев: дуть продолжительное время въ одномъ
и томъ же опредѣленномъ направленіи, вѣтеръ можетъ вызвать,
если онъ дуетъ отъ берега, *сгонъ* нагрѣтой воды на среднюю бас-
сейна и выступаніе вмѣсто нея на поверхность болѣе холодныхъ
массъ воды снизу; наоборотъ, если вѣтеръ упорно дуетъ къ берегу,
онъ вызоветъ *нагонъ* теплой воды съ средины бассейна къ берегу,
при которомъ теплая вода съ поверхностныхъ слоевъ средины бас-
сейна у берега можетъ еще нѣсколько нагрѣваться.

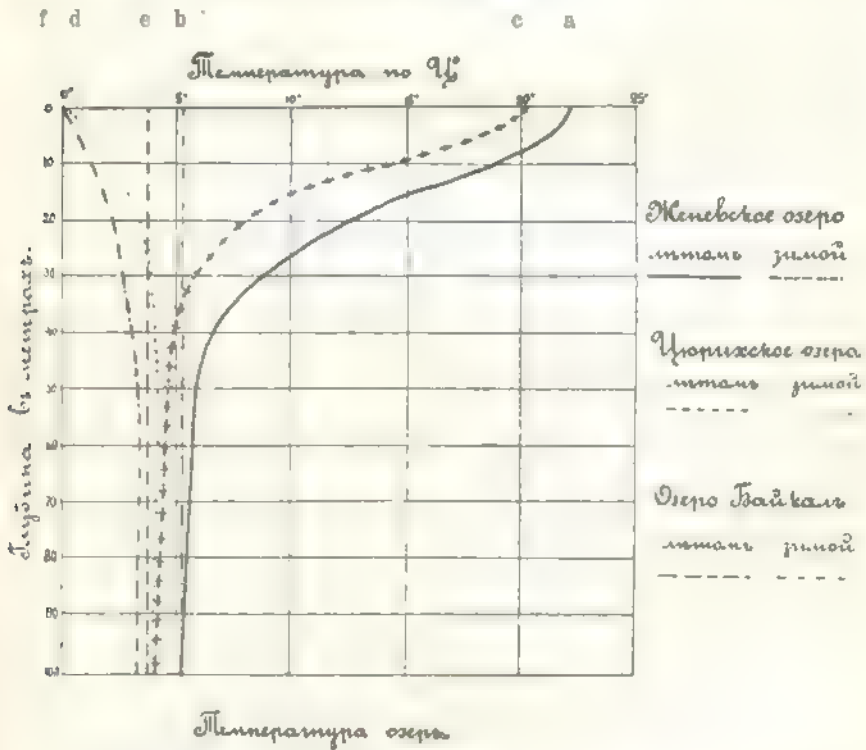
Совершенно тоже самое должно быть въ моряхъ и океанахъ, —
съ тѣмъ только различіемъ, что вода этихъ большихъ бассейновъ
содержитъ въ растворѣ соли: для растворовъ же температура наи-
большей плотности будетъ тѣмъ ниже 4° , чѣмъ больше процент-
ное содержаніе соли въ водѣ. При содержаніи солей $24 \frac{3}{4} \%$, тем-
пература наибольшей плотности равна 0° , а при наблюдаемомъ въ
моряхъ максимумѣ концентрации солей 40% она понижается до -1° .

26. Методы и результаты наблюденій. Теоретическія сообра-
женія, изложенныя выше, подтверждаются наблюденіями.

Для измѣренія температуры водъ въ сравнительно не глубокихъ
слояхъ употребляютъ термометры съ большой инерціей. Для ея
увеличенія шарикъ термометра обматываютъ обыкновенно плохо
проводящимъ теплоту веществомъ — пенькой. Пенька вѣдѣствіе
плохой теплопроводности, не позволяетъ быстро измѣняться темпе-
ратурѣ, принятой термометромъ на глубинѣ, при вытягиваніи ея
на поверхность, кромѣ того, пропитываясь водой извѣстной темпе-
ратуры, она при быстромъ вытаскиваніи термометра нѣкоторое
время удерживаетъ эту воду около шарика и заставляетъ термо-
метръ сохранять при отсчетѣ температуру, полученную имъ на да-
нной глубинѣ.

Для измѣренія температуры на большихъ глубинахъ употребляютъ
термометры Петретти и Памбра. Термометръ съ массивнымъ шар-
пкомъ и суженіемъ въ шейкѣ, какъ и максимальныхъ, задержи-

вается въ оправу, въ которой помещается перекатывающийся грузъ. Термометръ шарикомъ внизъ опускается на данную глубину и тамъ держится въ томъ же положеніи, пока онъ приметъ температуру окружающей среды. Потомъ быстрымъ толчкомъ при дерганьи термометра вверхъ грузъ заставляють перекатиться на другой конецъ оправы, и термометръ перевернется шарикомъ вверхъ. Столбикъ ртути оторвется въ мѣстѣ суженія трубки и отойдетъ въ другой ея конецъ: дѣленія на термометрѣ начислены такимъ образомъ, что положеніе ртутнаго столбика на шкалѣ даетъ прямо отчетъ температуры послѣ перевертыванія термометра.



Ч. г. 33

Наблюдения надъ распределеніемъ температуры въ прѣсноводныхъ бассейнахъ обнаружили три типа озеръ, а) *Гропическій типъ*, гдѣ средняя температура всей массы воды постоянно значительно выше 4°. На большихъ глубинахъ температура постоянная и выше 4°; зимою вследствие конвекции температура сверху до низу совершенно равномерная; летомъ снизу вверхъ значительно возрастающая. Примеромъ такого озера можетъ служить Женеvское,

бывшее предметом обширных изслѣдованій Фореля. Распределеніе здѣсь температуръ въ теплое и холодное время года представлено на черт. 33, кривыя а и в. б) *Типъ среднихъ широтъ*, гдѣ лѣто теплое, а зимою температура много ниже 0°. Здѣсь на глубинѣ температура очень постоянная и равномерная, на верху лѣтомъ она быстро повышается къ поверхности, а зимою понижается. Большинство озеръ средней Европы принадлежитъ къ этому типу. Таково озеро Цюрихское (черт. 33, кривыя с и d). Ладожское озеро также принадлежитъ къ этому типу, хотя и находится на границѣ полярной области. в) *Полярный типъ*, гдѣ средняя температура водъ большую часть года ниже 4°. На глубинахъ здѣсь—очень равномерная, постоянная температура; лѣтомъ по всей вертикали она одинакова вслѣдствіе конвекціи; зимою въ верхнихъ слояхъ понижается; пониженіе въ присутствіи льда сравнительно малое. Типичнымъ примѣромъ такого озера является Байкалъ (черт. 33, кривыя е и f).

Въ суточномъ ходѣ температуры для подобныхъ водоемовъ наблюдаются явленія, совершенно подобныя годовому ходу.

Вообще оказывается, что въ водныхъ массахъ, какъ уже и упоминалось выше, амплитуды температурныхъ колебаній въ поверхностныхъ слояхъ меньше, а въ болѣе глубокихъ—и больше, и проникаютъ на большія глубины, чѣмъ въ почвѣ. Это явленіе, общее какъ прѣсноводнымъ бассейнамъ, такъ и океанамъ, и есть, какъ уже указано было выше, слѣдствіе подвижности и перемѣниванія водъ. Амплитуды температурныхъ колебаній велики на малыхъ глубинахъ, гдѣ воды имѣютъ возможность сильно прогрѣваться и охлаждаться; въ глубокихъ бассейнахъ онѣ меньше.

Такимъ образомъ, изъ теоретическихъ разсужденій слѣдуетъ и подтверждается наблюденіями, что вертикальное распределеніе температуръ въ водахъ должно представляться такъ: сравнительно тонкій поверхностный слой, въ которомъ температура высокая или низкая, смотря по условіямъ, далѣе переходный слой, въ которомъ температура быстро измѣняется (опускается или рѣже поднимается),—*слой скачка*, какъ его обычно называютъ,—и затѣмъ далѣе почти постоянная до самаго дна водоема температура.

Въ океанахъ водѣ,—даже въ тропикахъ,—на днѣ вода очень холодная, ибо потокъ лучистой энергіи глубоко въ нее не проникаетъ, она не прогрѣвается и не подымается въ силу своей плотности при низкихъ температурахъ и большой солености, а затѣмъ на дно океановъ теченіями приносится изъ полярныхъ морей массы сильно охлажденной воды. Наблюденія показываютъ, что суточные

колебания температуры въ верхнихъ слояхъ большихъ бассейновъ вообще очень малы, — рѣдко болѣе 1°. Годовыя колебания вообще очень малы въ экваторіальной области (около 1° или немного болѣе); затѣмъ они возрастаютъ до широты 35°, гдѣ достигаютъ наибольшей величины (12'—15"), и отсюда къ полюсамъ снова уменьшаются. У береговъ они больше, чѣмъ на разстояніи отсюда. Относительно прониканія температурныхъ колебаній въ глубину наблюдается тоже самое, что и для прѣсноводныхъ озеръ: амплитуды температурныхъ колебаній меньше, чѣмъ въ почвѣ, въ поверхностныхъ слояхъ, на глубинахъ же онѣ болѣе и проникаютъ глубже, чѣмъ въ почвѣ. Наступленія максимальныхъ и минимальныхъ температуръ обнаруживаетъ запаздыванія, возрастающія съ увеличеніемъ глубины: на глубинѣ 60 метровъ минимумъ наступаетъ въ мартѣ, тогда какъ на поверхности онъ бываетъ въ февралѣ.

Температурныя колебанія годового періода проникаютъ на глубины до 200—300 метровъ.

Температуры на глубинахъ, въ которыхъ отсутствуютъ колебанія годового періода, вообще оказываются, какъ уже упоминалось, очень низкими. У два тропическихъ океановъ онѣ оказались около 2°, у два полярныхъ еще ниже.—до—2°. Отсюда видно, что въ океанахъ низкихъ широтъ, гдѣ температура воздуха высока и льды отсутствуютъ, вообще должно наблюдаться прямое напластованіе температуръ; эти океаны такимъ образомъ приближаются по вертикальному распредѣленію температуръ къ типу озеръ тропическихъ. Въ океанахъ холодныхъ, гдѣ температуры воздуха болѣе низки и гдѣ льды—явленіе обычное, наблюдается обыкновенно смѣна прямого и обратнаго напластованій температуръ. Черт. 31 даетъ понятіе о распредѣленіи температуръ въ водныхъ массахъ Тихаго океана на всемъ протяженіи отъ 50° южн. шир. до 60° сѣв. шир. вдоль 180 меридіана.

Слѣдуетъ вообще замѣтить, что изслѣдованія надъ распредѣленіемъ и колебаніями температуръ въ океанахъ сильно осложняются существованіемъ мощныхъ теченій, нарушающихъ правильное и однородное распредѣленіе температуръ; присутствіе льдовъ въ полярныхъ океанахъ еще болѣе осложняетъ и измѣняетъ это распредѣленіе температуръ.

Совершенно отдѣльно отъ океановъ должны быть поставлены такъ называемыя «средиземныя моря» (Средиземное, Черное, Балтійское и т. д.)—замкнутые водоемы, отдѣленные узкими проливами отъ океановъ и окруженные материкомъ или островами. Въ силу самого положенія такихъ водоемовъ воды ихъ имѣютъ воз-

возможность сильно прогреваться; вследствие этого вода здесь во всей своей массе тепла; такая моря приближаются также къ типу тропических озеръ.

Температура рѣкъ определяется ихъ происхожденіемъ и быстротою ихъ теченія. Такъ рѣки горныя сравнительно холодны лѣтомъ; зимою ихъ температура близка къ воздуху. Точно также рѣки озерныя, — обыкновенно (какъ Нева) мощные истоки большихъ озеръ, — сравнительно холодны лѣтомъ. Рѣки равнинныя, напротивъ, имѣютъ температуру, близкую къ температурѣ окружающаго воздуха. Въ вертикальномъ направленіи температура рѣкъ при сильномъ перемѣшиваніи ихъ водъ тѣмъ ближе къ постоянству, тѣмъ быстрее теченіе, и только тамъ, гдѣ теченіе ослаблено, наблюдается нѣчто подобное прямому или обратному напластованію температуры.

Наконецъ, температура источниковъ и родниковъ вполне определяется температурою



Черт. 34. Распределение температуры отъ поверхности до 60 м глубины въ Тихомъ океанѣ по 180° в. д. отъ Гринича между 50° в. ш. и 60° с. ш.

въ тѣхъ слоевъ почвы, по которымъ текутъ эти источники.

Нѣсколько цифръ, замѣтованныхъ изъ классическихъ изслѣдованій Фореля и работъ Воейкова надъ оборотомъ тепла въ прѣсноводныхъ бассейнахъ, въ заключеніе могутъ хорошо иллюстрировать объѣмъ тепловой энергіи въ водоемахъ. Такъ для Женевского озера оказалось, что за сутки (по Форелю) водоемъ получаетъ на каждый квадратный дециметръ поверхности не свыше 45 б. кал., а теряетъ до—50 б. кал.; для Ладоги (по Воейкову) прибыль до—50 б. кал. за сутки лѣтомъ и въ среднемъ съ мая по октябрь включительно около 30 б. кал. на каждый квадратный дециметръ поверхности. За годъ чрезъ болѣе глубокіе слои Женевского озера (по Форелю) проходитъ на каждый кв. дец. не менѣе 5000 б. калорий, а въ Ладожскомъ озерѣ (по вычисленіямъ Воейкова) за годъ—на ту же поверхность до 9000 б. калорий.

Того же порядка цифры получены изслѣдованіями и для морей. Такъ въ Нѣмецкомъ морѣ, гдѣ годовыя колебанія температуры доходятъ до глубины 200 м., на каждый квадратный дециметръ поверхности за весь годъ проходитъ 6000 б. кал.; въ Балтійскомъ морѣ весь годовой оборотъ тепла—1850 б. калор., въ Средиземномъ морѣ—6300.

27. Замерзаніе бассейновъ. Замерзаніе водныхъ бассейновъ—явленіе очень важное для круговорота энергіи, потому что съ появленіемъ льда, играющаго ту же роль, что и снѣговой покровъ на почвѣ, дальнѣйшее охлажденіе бассейновъ, если и не останавливается, то, по крайней мѣрѣ, сильно уменьшается въ дѣтствіе малой теплопроводности льда. Въ періодъ преобладанія инсоляціи, наоборотъ, ледяной покровъ не позволяетъ назрывать лодамъ бассейна, поглощая огромныя количества тепловой энергіи на процессъ таянія.

Наиболѣе просто замерзаніе происходитъ въ озерахъ. Верхніе слои воды отъ соприкосновенія съ холоднымъ воздухомъ и отъ излученія охлаждаются, становятся болѣе плотными и опускаются, но при охлажденіи ниже 4° охлажденные слои уже не опускаются, остаются на поверхности и замерзаютъ. Если бы вода не имѣла температуры наибольшей плотности 4°, то всей массѣ пришлось бы охладиться до 0°, и тогда она замерзла бы на всю глубину; на самомъ дѣлѣ толщина ледяного покрова весьма незначительна сравнительно съ массами воды. Замерзаніе озеръ идетъ обыкновенно отъ берега къ срединѣ, срединя остается на большихъ озерахъ долго безъ льда; этому способствуютъ вѣтеръ и волненіе, перемѣшивающіе водныя массы.

На океанахъ, въ дѣтствіе солености морской воды, ледъ образуется гораздо труднѣе, чѣмъ на озерахъ. Если ледъ здѣсь обра-

зуются, то это происходит потому, что 1) вследствие таянія запасов льда отъ предшествующихъ періодовъ къ концу лѣта и осенью вода на поверхности болѣе прѣсна, а слѣдовательно и температура ея замерзанія повышается; 2) паденіе дождя и снѣга разжижаетъ воду; 3) въ океаны выносятся ледъ болѣе прѣсныхъ, а слѣдовательно и раиѣе замерзающихъ морей и рѣкъ; онъ смерзается и постепенно нарастаетъ. 4) наконецъ паденіе снѣга, образуя охлаждающую смѣсь, можетъ способствовать замерзанію поверхностныхъ слоевъ. Такимъ образомъ образуются на океанахъ *ледяныя поля*, образовавшіяся изъ сросшихся кусковъ льда, тянущіяся иногда на много верстъ и отдѣленные отъ другихъ полей незамерзшими пространствами-полями. Но въ полярныхъ моряхъ встрѣчаются также льды материковаго происхожденія, это—такъ называемыя *ледяныя горы*, достигающія до 135 метровъ высоты надъ уровнемъ воды и такихъ же, если не большихъ, размѣровъ внизъ отъ поверхности воды. Ледяныя горы представляютъ собою обломки глетчеровъ материковъ: спускаясь по берегу, глетчеры опускаются въ море, гдѣ вѣтромъ и подъемною силою воды отламываются массивы льда; они всплываютъ и уносятся вѣтромъ и течениями далеко отъ мѣста своего образованія.

28. Морскія теченія. Водные бассейны вліяютъ на температуру воздуха не тѣмъ только, что являются пріемниками лучистой энергіи солнца, совершенно отличающимися по своимъ физическимъ свойствамъ отъ суши и этимъ нарушающими однородность условій распределенія энергіи по земной поверхности. Они вызываютъ еще обмѣнъ энергіи между различными массами воздуха посредствомъ теченій.

Наблюденія установили, какъ извѣстно, фактъ существованія въ моряхъ и океанахъ,—вообще въ большихъ естественныхъ водоемахъ, — мощныхъ потоковъ, — океаническихъ рѣкъ, отличающихся отъ рѣкъ суши тѣмъ, что онѣ текутъ не по твердому ложу, обладающему естественнымъ скатомъ, опредѣляющимъ направленіе и скорость течения этихъ водъ, а по ложу окружающихъ водныхъ массъ, различающагося отъ нихъ температурою, концентраціею солей, плотностію и т. д. Изученіе такихъ теченій во всемъ ихъ объемѣ—дѣло гидрологии; но нельзя не коснуться и въ курсѣ метеорологии хотя-бы полутюта этого метеорологическаго фактора первостепенной важности, являющагося однимъ изъ важнѣйшихъ нарушителей правильности въ обмѣнѣ энергіи въ атмосферѣ.

При интенсивной инсоляціи вблизи экватора, при высокихъ температурахъ здѣсь, являющихся результатомъ этой инсоляціи, съ водныхъ поверхностей экваторіальнаго пояса должно происходить сильное испареніе: при огромной поверхности водоемовъ въ экваторіальномъ поясѣ это испареніе достигаетъ такой величины, которая не можетъ быть здѣсь покрыта ни выпадающими осадками, ни водами, привносимыми въ океанъ рѣками. Эти условія должны

были-бы вести къ тому, что уровень водъ вблизи экватора долженъ былъ-бы понижаться, а концентрація солей расти. Въ полярныхъ областяхъ, наоборотъ, испареніе при низкихъ температурахъ достигаетъ минимальныхъ размѣровъ, рѣки вносятъ (— съ Азиатскаго материка въ сѣверномъ Ледовитомъ океанѣ) массу прѣсныхъ водъ, соотношеніе между сушею и водою — обратное тому, что наблюдается подъ экваторомъ. Въ силу этихъ условій прибывъ воды здѣсь должна была-бы превышать убыль, концентрація солей должна была бы постепенно падать, а уровень океана долженъ былъ-бы соответственно повышаться. Ясно, что уже вслѣдствіе этихъ причинъ долженъ былъ-бы возникнуть обмѣнъ водъ между тропиками и полярными областями.

Далѣе, — при низкихъ температурахъ, господствующихъ вблизи полюсовъ, верхніе слои воды, постепенно охлаждаемая, должны падать внизъ на дно. Температура на глубинахъ бассейновъ должна также падать: здѣсь должны скопиться огромныя массы холодной, опускающейся сверху внизъ воды. Скопляясь постепенно, эти массы холодной, а потому болѣе плотной воды должны затѣмъ начать растекаться въ сторону, — къ экватору, вытѣсняя здѣсь теплую воду изъ глубинъ мало по малу наверхъ. Наблюденія, какъ уже упоминалось, дѣйствительно констатируютъ даже въ тропическихъ океанахъ наличие вблизи дна очень низкихъ температуръ. На мѣсто опускающихся внизъ охлажденныхъ водныхъ массъ отъ экватора къ полюсамъ по верху должны стекать теплыя поверхностныя массы воды. Эти условія опять должны, слѣдовательно, вызывать обмѣнъ водъ между полюсами и экваторомъ.

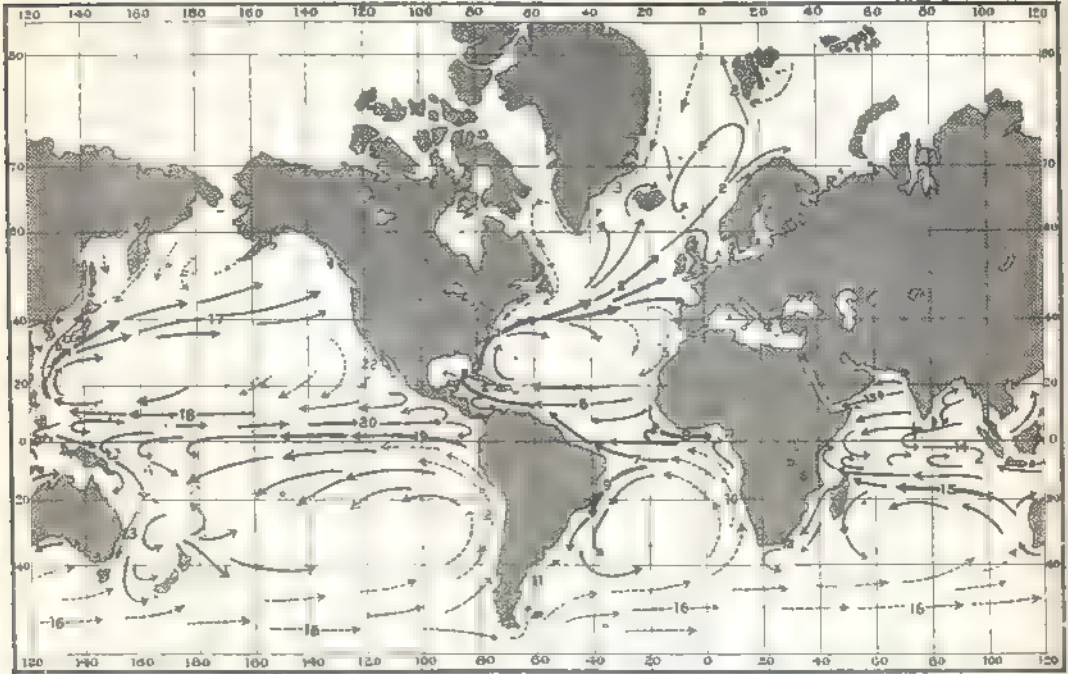
Когда соприкасаются по нѣкоторой поверхности раздѣла двѣ среды и когда по крайней мѣрѣ одна изъ нихъ движется съ опредѣленной скоростью, неизбежно и другая мало по-малу придетъ въ движеніе, увлекаемая первой. Относительно атмосферы было уже указано, что однимъ изъ результатовъ инсоляции должно быть возникновеніе неустойчиваго равновѣсія воздушныхъ массъ, при нарушении котораго должны возникнуть воздушныя потоки и переносъ массъ воздуха какъ по вертикальному, такъ и по горизонтальному направленію, — вѣтеръ. въ своемъ мѣстѣ будетъ выяснено, какимъ это образомъ происходитъ. Если вѣтеръ обладаетъ нѣкоторымъ хотя бы постоянствомъ, то дѣйствію на водныя массы, надъ которыми онъ проходитъ, онъ долженъ ихъ привести въ движеніе сначала съ поверхности; затѣмъ движеніе мало-и-малу захватываетъ и болѣе глубоки слои водъ, и водныя массы перемѣщаются по одинаковому направленію съ вѣтромъ. (Скорость движенія водъ при этомъ всегда будетъ меньше, чѣмъ для воздуха: въ самомъ дѣлѣ Гельмгольцъ доказалъ теоретически, а наблюденія это подтверждаютъ, что при какихъ угодно скоростяхъ движенія двухъ срединъ на поверхности ихъ соприкосновенія должны возникнуть волны, на образованіе которыхъ потратится нѣкоторая часть энергій вѣтра; а затѣмъ и треніе въ водныхъ массахъ больше, чѣмъ въ воздухѣ, и на преодоленіе его также должна быть затрачена энергія вѣтра.)

Наконецъ, всякая вообще разность плотностей, образовалась ли она вслѣдствіе тѣмъ или инымъ путемъ возникшихъ неравенствъ температуръ или неодинаковости концентраціи въ сосѣднихъ пунктахъ соляного раствора, (— а такова именно морская вода), вызоветъ также обмѣнъ и течения въ водныхъ массахъ.

Перечисленныя причины вполнѣ объясняютъ возникновеніе теченій въ водныхъ массахъ. Рядъ факторовъ, дѣйствующихъ сверхъ того на земной поверхности (отклоняющее дѣйствіе вращенія земли, распредѣленіе материковъ и

воду), существенно может влиять на так или иначе возникшее течение. Во всяком случае, не анализируя более подробно причин, вызывающих течения и определяющих их направление и скорость, и из сказанного достаточно ясно, что общая картина обмена воды в океанах и морях земного шара должна быть сложной.

Прилагаемая карта (черт. 35) дает достаточно ясное понятие о главных из них течениях. На ней видно, что эти главные океанические течения — ясно выраженные вихревые системы, соприкасающиеся по экватору и расположенные по обе его стороны, — к северу и к югу; на линии соприкосновения



Черт. 35. Карта морских течений по Шотту.

движение водных масс в направлении от востока (Е) к западу (W). Таких вихревых систем в северном полушарии две: одна в Атлантическом океане (между 10° — 30° с. ш.), другая в Тихом — (между 10° — 50° с. ш.). К северу от этих систем — течение, направленное от берегов Сибири на С. З., переходящее в омывающее берега Гренландии холодное Гренландское течение, а другая ветвь этого полярного тока по проливам, отделяющим Северную Америку от Гренландии, мощным потоком через Дэвисов пролив вливается в воды Атлантического океана и опускается вниз под теплым экваториальным током у Ньюфаундленда. В южном полушарии — три вихревые системы: в Атлантическом океане (между 0° — 40° ю. ш.), в Тихом океане (5° — 45° ю. ш.) и в Индийском океане (0° — 40° ю. ш.) Южнее их мощное Антарктическое течение от W к E несет холодную

воды изъ полярной области и даетъ у западныхъ береговъ Южной Америки вѣтвь къ С. въ видѣ холоднаго Перуанскаго течения.

Наиболѣе важная изъ названныхъ теченій для Европы въ климатическомъ отношеніи, — Гольфштремъ, — несетъ огромную массу воды (0,2 кубич. килом. въ секунду) со скоростью 1 1/2—2,5 м. въ сек. отъ SW къ NE изъ теплаго Мексиканскаго залива къ берегамъ Европы. Не доходя до береговъ Европы, онъ раздѣляется на три вѣтви: одна направляется къ югу вдоль береговъ Европы и сѣверозападныхъ береговъ Африки, другая мимо береговъ Ирландіи идетъ къ Норвегіи и, огибая здѣсь материкъ Европы, доходитъ до Новой Земли и исчезаетъ у береговъ Сибири, третья вѣтвь отъ крайняго сѣвера Европы отдѣляется въ NW направленіи къ Шпицбергену. Чтобы судить, каково влияние Гольфштрема на омываемыя имъ мѣста, достаточно указать, что температура воды его при выходѣ изъ Мексиканскаго залива достигаетъ 30° и на 5° выше температуры окружающихъ странъ, у Ньюфаундленда температура воды звяжего на 10°—15° выше температуры окружающихъ мѣстъ.

Нѣчто подобное имѣетъ мѣсто и въ Тихомъ океанѣ вдоль восточныхъ береговъ Азиатскаго материка и Японскихъ острововъ направляется теплой экваториальный потокъ — Японское течение (Куро Сиво или Куро-Шю) температура его у береговъ Японіи на 5°—10° выше температуры окружающихъ мѣстъ.

Холодное Перуанское течение, наоборотъ, имѣетъ температуру на 12°—13° ниже окружающихъ мѣстъ.

Приведенныя цифры могутъ дать понятіе о влияніи теченій на температуру, а съ нею и на влажность воздуха для омываемыхъ ими береговъ.

Вообще течения, обмѣниваясь энергією, или запасенною, съ находящимися надъ ними массами воздуха, несутъ тепло въ холодныя страны или, обратно, охлаждають омываемые ими берега теплыхъ странъ. Такимъ образомъ они являются, какъ увидимъ поближе далѣе, факторомъ, охлаждающимъ круговоротъ энергіи въ атмосферѣ. Но ихъ роль этимъ только не ограничивается: они являются еще и тѣми очагами, гдѣ зарождаются атмосферные вихри, вносящіе неперіодическія измѣненія въ явленія погоды.

IV. Обмѣнъ тепловой энергіи въ атмосферѣ.

29. Адиабатическое измѣненіе температуры въ восходящихъ и нисходящихъ токахъ. Давленіе воздуха, какъ уже было указано, быстро убываетъ снизу вверхъ когда высоты растутъ въ арифметической прогрессіи, давленія убываютъ въ прогрессіи геометрической или $h = A \lg \frac{V_1}{V_2}$, гдѣ V_1 — упругость внизу, а V_2 — на вершинѣ столба воздуха.

Выведемъ некоторую массу воздуха изъ положенія равновѣсія, поднимая ее вверхъ или опускаая ее внизъ и заставляя переходить отъ упругости V_1 къ упругости V_2 или наоборотъ, безъ всякаго

притока или оттока от нея тепловой энергии. При этом должна изменяться и температура воздуха. Из физики известно, что всякий раз, когда изменяется упругость газа без сообщения ему тепловой энергии или отнятия ее, происходит изменение температуры газа, — так называемое *адиабатическое изменение* его состояния. Величину адиабатного изменения температуры воздуха, по мере его опускания и поднимания, можно определять на основании известного из физики уравнения для адиабатного изменения состояния сухого воздуха $C_p dt = A v dp$ ¹⁾, где C_p — теплоемкость воздуха

¹⁾ Для того, чтобы можно было вполне разобраться в этом важнейшем пункте метеорологии, полезно напомнить, каким образом выводится в курсах физики это основное уравнение адиабатического процесса.

По закону Гей-Люссака объемы газа пропорциональны абсолютным температурам (т. е. температурам, считаемым от абсолютного нуля или от -273°); по закону Бойля-Мариотта произведение объема на упругость для данной массы газа при неизменной температуре есть величина постоянная. Если обозначим через p — упругость, через v — объем, через T абсолютную температуру единицы массы (1 килограмма) воздуха, то по первому закону $v_1 v_2 = T_1 T_2$ или $p_1 v_1 = p_2 v_2$ (смотря по тому расширяется ли газ с изменением температуры, или только изменяет упругость без изменения объема; по второму закону $v_1 p_1 = v_2 p_2$ (при неизменной температуре). Комбинированный закон Мариотта Гей-Люссака дает состояние газа, когда все три величины, это состояние определяющая, изменяются; тогда

$$\frac{pv}{T} = R,$$

где R — постоянная величина; отсюда $pv = RT$, — известное уравнение Клапейрона. Назовем теперь через C_p — теплоемкость воздуха при постоянной упругости, когда газ свободно расширяется, через C_v — теплоемкость при постоянном объеме, когда газ меняет свою упругость, не расширяясь. Опыты Реньо и других показали, что $C_p = 0,237$, $C_v = 0,168$. а теоретически легко доказать, что

$$C_p - C_v = AR,$$

где R — постоянная уравнения Клапейрона, равная работе, затрачиваемой 1 килограммом воздуха при расширении его вследствие вытеснения на 1° , и $A = \frac{1}{427}$ — термический эквивалент работы.

Теперь дифференцируем уравнение Клапейрона:

$$p dv + v dp = R dT = R d(273 + t) = R dt. \quad (1)$$

Сообщая 1 килограмму воздуха некоторое количество тепла dQ , это тепло потратим: 1) на непосредственное повышение температуры газа, которое выражается величиною $C_v dt$ 2) на работу изменения объема газа при расширении, которая будет равна в тепловых единицах $A p dv$; поэтому

$$dQ = C_v dt + A p dv \quad (2).$$

Подставляя из (1) значение $p dv$, имеем:

$$dQ = (C_v + AR) dt - A v dp = C_p dt - A v dp.$$

Так как при адиабатическом процессе масса газа не получает тепла извне и сама не расходует тепло, то при этих условиях $dQ = 0$; а тогда

$$C_p dt - A v dp = 0$$

или

$$C_p dt = A v dp.$$

при постоянной упругости, v — удельный объем (т. е. объем, занимаемый 1 килограммом воздуха), A — термический эквивалент работы, равный $\frac{1}{427}$.

Зная плотность воздуха, можно определить удельный объем в кубических метрах; объем этот равняется весу, разделенному на плотность, т. е. $v = \frac{1}{\delta}$, где δ плотность воздуха. Изменение упругости воздуха с поднятием на высоту будет, как уже известно, $dp = -\delta \cdot dh$.

Подставив найденныя величины v и dp въ уравненіе

$$C_p dt = A v dp,$$

получаемъ:

$$C_p dt = -A \cdot \frac{1}{\delta} \cdot \delta dh$$

или

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{A}{C_p}.$$

Такимъ образомъ *приращеніе температуры съ увеличеніемъ высоты въ поднимающемся килограммъ воздуха отрицательно и температура этой массы воздуха съ увеличеніемъ высоты убываетъ*. Такъ какъ v и C_p — величины постоянныя, то изменение температуры съ высотой есть величина *постоянная*. Подставивъ въ уравненіе численныя значенія величинъ $C_p = 0.237$, $A = \frac{1}{427} = 0.00235$, получаемъ

$$\frac{dt}{dh} = -0.00987.$$

Изменение температуры съ изменениемъ высоты на 1 м. очень близко поэтому къ 0.01°. *можно принять, что съ увеличеніемъ высоты на 1 метръ температура падаетъ на 0.01°, а при пониженіи на 100 метровъ на 1°*. При пониженіи происходитъ обратное. Производную $\frac{dt}{dh}$ называютъ *вертикальнымъ температурнымъ градиентомъ*.

До сихъ поръ разсматривался сухой воздухъ. На самомъ дѣлѣ въ атмосферѣ всегда — воздухъ влажный, содержащій водяные пары. Пока воздухъ не насыщенъ парами, когда пары слѣдуютъ законамъ обыкновенныхъ газовъ, предыдущій законъ будетъ вѣренъ и для нихъ: разниця съ предыдущимъ выраженіемъ будетъ состоять только въ томъ, что вмѣсто C_p войдетъ величина C'_p — теплоемкость влажнаго воздуха при постоянной упругости; но она мало отличается отъ C_p ; поэтому и $\frac{dt}{dh}$ будетъ очень близко къ тому, что было для сухого воздуха. Невѣрнымъ выведенный выше законъ изменения температуры съ высотой слѣдуетъ считать только тогда, когда начнется

конденсація т. е. переходъ паровъ въ капельножидкое состояніе; въ этомъ случаѣ будетъ выдѣляться теплота парообразованія, дѣйствуя въ обратную сторону уменьшенію упрукости и пониженію температуры, она должна, очевидно, существеннымъ образомъ измѣнить найденный выше законъ, относящійся къ сухому воздуху.

Подъ вліяніемъ влажности измѣнится прежде всего теплоемкость воздуха. Если возьмемъ 1 кгр. влажнаго воздуха и обозначимъ количество водяныхъ паровъ въ немъ черезъ m (въ доляхъ килограмма), то воздуха въ смѣси будетъ количество $1 - m$; теплоемкость смѣси будетъ $C' = \frac{\sum cm}{\sum m}$. Примѣнявъ это выраженіе къ данному случаю, получимъ теплоемкость влажнаго воздуха:

$$C'_p = C_p (1 - m) + 0,480 m,$$

гдѣ 0,480 есть теплоемкость паровъ воды, теплоемкость же сухого воздуха равна 0,237. Значить

$$C'_p = 0,237 (1 - m) + 0,480 m.$$

Понижая температуру влажнаго воздуха, можно дойти до такого его состоянія, что количество паровъ въ немъ содержащееся, будетъ не только достаточно для его насыщения; перейдя чрезъ температуру насыщения, пары будутъ переходить въ капельножидкое состояніе съ выдѣленіемъ теплоты парообразованія rd . Если при этомъ выдѣлилось въ жидкомъ видѣ паровъ dm , то количество выдѣлившейся теплоты парообразованія будетъ rdm . Въ силу всѣхъ этихъ соображеній основное уравненіе для адиабатическаго пониженія температуры въ насыщенномъ воздухѣ будетъ

$$C'_p dt + Adh + rdm = 0,$$

когда тепловая энергія не притекаетъ извнѣ и не тратится внаружу. Здѣсь r есть величина извѣстная по Клаузиусу $r = 607 - 0,708 t$ для воды въ капельножидкомъ видѣ, $r = 687 - 0,708 t$ для воды въ твердомъ видѣ (для льда).

Величину m также можно легко выразить черезъ давленіе. Плотность пара по отношенію къ воздуху $d = 0,623$, тогда $m = 0,623 \times 0,001293 \times \frac{f}{p} \times \frac{1}{1 + \alpha t}$ или, такъ какъ кромѣ f и p вошли все величины постоянныя, то замѣняя $0,623 \times 0,001293 \times \frac{1}{1 + \alpha t}$ черезъ Δ ,

$$m = \Delta \frac{f}{p},$$

гдѣ f есть упрукость пара, а p — упрукость воздуха. Дифференцируя это выраженіе для m , получимъ

$$dm = \Delta \left(\frac{p df - f dp}{p^2} \right);$$

раздѣливъ это на $m = \lambda \frac{f}{p}$, будемъ имѣть

$$\frac{dm}{m} = \frac{df}{f} - \frac{dp}{p}.$$

Отсюда

$$C_p dt + A dh + rm \left(\frac{df}{f} - \frac{dp}{p} \right) = 0$$

или

$$C_p dt + A dh - rm \frac{df}{dt} \cdot \frac{dt}{f} + rm \frac{\partial dh}{p} = 0,$$

такъ какъ $dp = -\partial dh$. Поэтому окончательно

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{A + rm \frac{\partial}{p}}{C_p + rm \frac{df}{f} \cdot \frac{1}{dt}}.$$

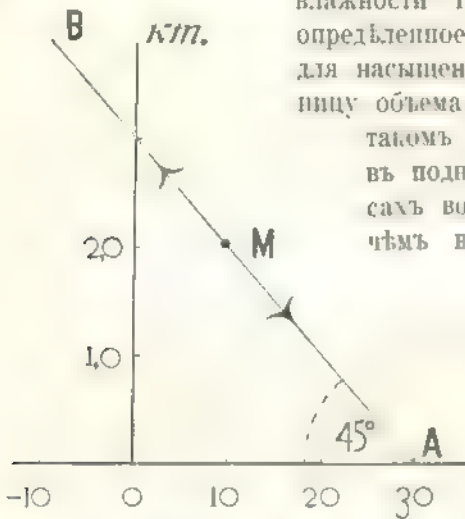
Это и есть законъ *измѣненія температуры съ высотой для насыщеннаго водяными парами воздуха*. Такъ какъ въ выраженіи этого закона вошли переменныя величины влажность, быстро возрастающая съ увеличеніемъ температуры для паровъ, насыщающихъ пространство, температура воздуха, плотность воздуха, зависящая отъ первыхъ двухъ, и наконецъ давление воздуха, то очевидно, что *температурный коэффициентъ для насыщеннаго парами воздуха долженъ зависеть отъ начальной температуры и давления*. Въ среднемъ можно принять, что численная величина *измѣненія температуры съ высотой для насыщеннаго парами воздуха приблизительно въ 2 раза меньше, чѣмъ для сухого, и на каждые 100 метровъ высоты равна $0,5^{\circ}$* .

Заданнныя опредѣленными p и t , можно вычислить $\frac{dt}{dh}$. Такимъ образомъ Хаппомъ была вычислена слѣдующая таблица.

Начальное давление м.м.	Начальная температура.									Приблиз. высота въ метрахъ.
	-10°	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	
760	0,76	0,69	0,63	0,60	0,54	0,49	0,45	0,41	0,38	20
700	0,74	0,68	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	0,37	680
600	0,71	0,65	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37		1910
500	0,68	0,62	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38			3360
400	0,63	0,57	0,50	0,47	0,42	0,38				5150
300	0,57	0,51	0,44	0,42						7430
200	0,49	0,43	0,38							10670

Из этой таблицы видно, что величина температурнаго градиента для насыщеннаго парами воздуха на каждые 1000 метровъ измѣняется дѣйствительно въ зависимости отъ упрукости и начальной температуры воздуха. Изъ таблицы же слѣдуетъ, что для насыщеннаго водяными парами воздуха, каковы-бы ни были его температура и влажность, $\frac{dt}{dh}$ будетъ всегда меньше, чѣмъ для сухого воздуха.

Въ атмосферѣ приходится однако въ дѣйствительности имѣть дѣло не съ воздухомъ, абсолютно сухимъ, и не съ воздухомъ, насыщеннымъ водяными парами, а только съ воздухомъ извѣстной влажности т. е. содержащимъ нѣкоторое определенное, но меньшее того, что нужно для насыщения, количество паровъ на единицу объема. Изъ этого понятно, что при такомъ условіи измѣненіе температуры въ поднимающихся по вертикали массахъ воздуха пойдетъ нѣсколько иначе, чѣмъ въ разсмотрѣнныхъ выше, предѣльныхъ, такъ сказать, случаяхъ.

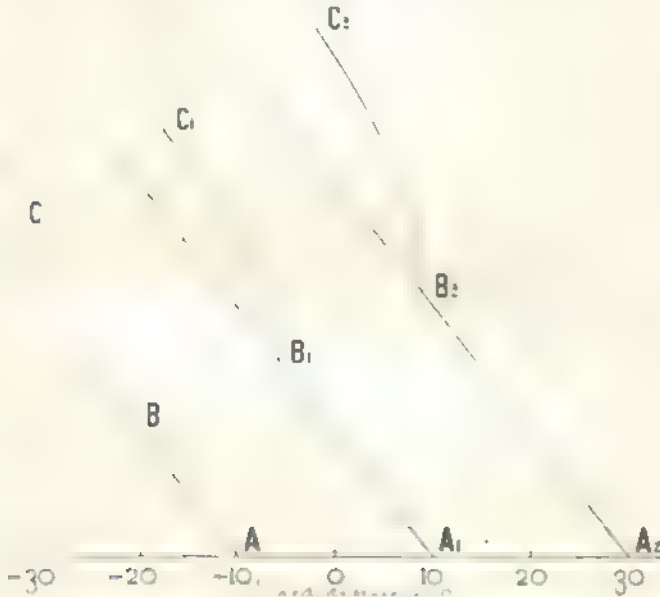


Черт. 36. Графическое изображение адiabатнаго измѣненія температуры въ поднимающейся или опускающейся массѣ воздуха.

Для того, чтобы нагляднѣе представить себѣ дѣло, можно изобразить измѣненія температуры графически. Условимся откладывать, какъ на черт. 36, въ прямоугольной системѣ координатъ по оси абсциссъ температуру, возрастающую слѣва на право, а по оси ординатъ соответ-

ствующія высоты. При этомъ условіи одинаковыя температуры для различныхъ высотъ изобразятся прямою, параллельною оси высотъ. Допустимъ теперь, что на какой угодно высотѣ данная масса воздуха М механически выведена изъ положенія равновѣсія вверхъ. Если воздухъ сухой, какъ только онъ выведенъ изъ положенія равновѣсія и начнетъ подниматься, температура его будетъ падать на 1° на каждые 100 метровъ. Припавъ единицу длины по оси абсциссъ за 1° , а на оси ординатъ за 100 метровъ, — придется изобразить измѣненіе температуры прямою АВ, наклоненной къ оси абсциссъ подъ угломъ въ 45° . Это будетъ только до тѣхъ поръ, пока воздухъ не насыщенъ парами. Какъ только воздухъ, охладившись до извѣстной температуры, дѣлается насыщеннымъ,

напр. въ точкѣ В, — при дальнѣйшемъ поднятіи градиентъ уже становится меньше и на высотѣ В (черт. 37) прямая АВ сдѣлаетъ переломъ. Чѣмъ ниже становится температура съ дальнѣйшимъ поднятіемъ, тѣмъ больше будетъ градиентъ для насыщеннаго воздуха и тѣмъ больше наклонъ кривой ВС приближается къ первоначаль-



Черт. 37. Кривыя состоянія для воздуха.

ному, кривая будетъ вообще имѣть видъ ABC. Это было для воздуха съ начальной температурой въ -10° , когда по Ханну $\frac{dt}{dh} = 0.76$. Если взять воздухъ съ начальной температурой $+10^{\circ}$, $+30^{\circ}$ и т. д., то на графикахъ измѣнится лишь высота перелома и величина отклоненія, ибо по Ханну при $+10^{\circ}$ $\frac{dt}{dh} = 0.54$, а при 30° только 0.38 (черт. 37. кривыя $A_1B_1C_1$, $A_2B_2C_2$).

Такимъ образомъ можно получить кривыя термическую состоянія для данной массы воздуха, которыя будутъ различными, смотря по начальной температурѣ и другимъ обстоятельствамъ ¹⁾.

¹⁾ Зная эти основныя факты, можно рѣшать сложныя вопросы о конвекционныхъ токахъ. Предложимъ напр. что дѣйству у поверхности земли воздухъ, температура котораго 25° , относительная влажность 50% и давление 750 мм. Нагрѣтый выше окружающей среды, воздухъ этотъ будетъ подниматься, возникнетъ восходящій потокъ. На какой высотѣ пары оудутъ переходить въ капельное состояніе?

30. **Изменение температуры съ высотой въ свободной атмосферѣ; условія равновѣсія воздушныхъ массъ.** Зная законъ адиабатическаго измѣненія температуры за счетъ измѣненія упругости съ высотой, на которую поднимается и некоторая масса воздуха, можно было бы теперь разсмотрѣть, какъ должны распределяться температуры по вертикали въ свободной атмосферѣ. Однако одними адиабатическими измѣненіями температуры вследствие измѣненія упругости воздуха вопросъ этотъ еще не опредѣляется въ полной мѣрѣ.

Условія для равновѣсія массы газа или жидкости, находящейся на земной поверхности и, слѣдовательно, подъ дѣйствіемъ силы тяжести, всецѣло опредѣляются законами плаванія тѣлъ или оттока вытекающимъ распределеніемъ плотностей въ этихъ массахъ по вертикальному направленію. *Если плотности по вертикали не будутъ одинаковы, равновѣсіе массы жидкости или газа безразличное, и выведенная изъ равновѣсія часть этой массы вездѣ останется въ покоѣ. Если плотности по вертикали убываютъ снизу вверхъ, менше плотныя массы плаваютъ надъ болѣе плотными и равновѣсіе устойчиво; болѣе плотная масса, находящаяся внизу, будучи перемѣщена вверхъ какими-либо силами, тонетъ какъ болѣе тяжелая, если она предоставлена самой себѣ, возвращаясь такимъ образомъ въ прежнее положеніе. Точно также менше плотная и болѣе легкая масса будучи перемѣщена внизъ, сама собою всплыветъ вверхъ. Наконецъ, равновѣсіе неустойчиво, если плотности убываютъ сверху внизъ, если болѣе легкія и менше плотныя массы*

Какъ только образовался восходящій потокъ, температура сухого воздуха на любой высотѣ *су* есть неизвѣстна. Остается подсчитать, при какой температурѣ данное количество водяныхъ паровъ насыщаетъ воздухъ. Упругость, соответствующая заданнымъ условіямъ, равна 11,7 мм. Температура насыщения, соответствующая этой упругости, будетъ 13° 7'. Дойдетъ температура воздуха будетъ, поднимаясь, расширяться и понижать свою температуру, какъ сухой — на каждые 100 метровъ на 1° — достигнетъ высоты $(2500 - 13,7) \div 100 = 1130$ метровъ. Достигнувъ этой высоты, водяные пары начнутъ переходить въ капельно-жидкое состояніе, на этой высотѣ, слѣдовательно, образуется нижняя граница облака, если потокъ достаточно силенъ и обильна парами; отсюда температура будетъ уже падать на 0,5 на каждые 100 метровъ поднятія. Можно пойти, на какой приблизительно высотѣ конденсировавшіеся пары замерзнуть и дадутъ ледяные кристаллы, это будетъ на высотѣ $(13,7 \div 0,5) \times 100 + 1130 = 2740 + 1130 = 3870$ метровъ.

Положимъ — выеми воздухъ на высотѣ 2500 метровъ, температура котораго = 10° 0 и влажность 100%. Какова будетъ его температура и влажность когда онъ по какой-бы то ни было причинѣ спустится до поверхности земли? При 100% влажности и = 10° абсолютная влажность будетъ 2,09; съ этимъ-же количествомъ воды воздухъ придетъ и къ поверхности земли, когда температура его будетъ $= 10^\circ + 2500 \div 100 = -15$ относительная влажность его при этой температурѣ будетъ соответствовать уже только 23%.

Болѣе точно вопросы этого рода рѣшаются при помощи графическаго метода, даннаго Гертцемъ Н. подробности этого метода здѣсь изложены быть не могутъ.

жидкости или газа *окажутся* внизу под удельно-тяжелыми, болѣе плотными.

Для безразличнаго равновѣсія воздушныхъ массъ, какъ только что было сказано, необходимо, чтобы плотность по вертикали была вездѣ одинакова. Но уже вслѣдствіе только убыванія давленія съ высотой даже при постоянной температурѣ плотности воздуха должны снизу вверхъ уменьшаться. Зная законъ измѣненія давленія съ высотой, не трудно подсчитать, что при среднихъ температурахъ около земной поверхности (10° — 15°) давленіе упадетъ на 1 мм. на высоту около 11 м.: при этомъ плотность, пропорциональная давленію, уменьшится здѣсь на $\frac{1}{760}$ своей начальной величины (полагая, что у земной поверхности давленіе равно 760 мм.). Если теперь въ дополненіе къ этому измѣняется еще и температура по вертикали съ высотой, то ясно, что пониженіе температуры снизу вверхъ, увеличивая плотность, должно въ извѣстной мѣрѣ уравновѣшивать уменьшеніе плотности вслѣдствіе измѣненія давленія. Если бы, наоборотъ, температура возрастала снизу вверхъ, то это распределеніе температуръ только еще болѣе уменьшало бы плотность. Отсюда уже не трудно опредѣлить и то основное условіе, которому должно удовлетворять измѣненіе температуры по вертикали для того, чтобы равновѣсіе воздушныхъ массъ было безразличнымъ, устойчивымъ или неустойчивымъ.

При безразличномъ равновѣсії плотности по вертикали должны быть одинаковы: значить, — *измѣненіе плотности вслѣдствіе уменьшенія давленія съ высотой должно быть покрыто и уравновѣжено измѣненіемъ плотности вслѣдствіе пониженія температуры.* Поэтому при намѣченныхъ выше условіяхъ должно быть

$$-\frac{1}{760\delta} = 0.00367 t \times \delta,$$

если чрезъ δ обозначить плотность воздуха, чрезъ t измѣненіе температуры съ измѣненіемъ высоты на 11 м. Отсюда $t = -0.359$ на 11 м. высоты, или — 3.23 на каждые 100 м. Следовательно, если бы температура падала на каждые 100 м. на 3.23 , увеличеніе плотности отъ пониженія температуры уравновѣсило бы ея уменьшеніе отъ убыванія давленія, и *равновѣсіе воздушныхъ массъ вездѣ по вертикали было бы безразличнымъ.* При пониженіи температуры на каждые 100 м. больше, чѣмъ на 3.23 , воздухъ болѣе плотный окажется бы выше, чѣмъ воздухъ менѣе плотный; *равновѣсіе неустойчиво*; холодныя и плотныя массы воздуха, какъ только такое состояніе наступило, должны опрокинуться или обрушиться, опускаясь внизъ. При пониженіи температуры на каждые 100 м. меньше,

чѣмъ на 3.⁰3, уменьшеніе плотности вслѣдствіе убыванія давленія не уравновѣшено ея увеличеніемъ отъ пониженія температуры; плотности правильно убываютъ снизу вверхъ и *равновѣсіе устойчиво* ¹⁾).

Совершенно строгій выводъ условій равновѣсія для воздушныхъ массъ можетъ быть сдѣланъ изъ формулы Клапейрова. По этой формулѣ, какъ известно,

$$p\gamma = RT,$$

или, если вмѣсто удѣльнаго объема для единицы массы газа ввести его плотность,

$$\frac{p}{\delta} = RT$$

Отсюда, опредѣляя плотность газа, какъ

$$\delta = \frac{p}{RT},$$

и дифференцируя это выраженіе, найдемъ

$$d\delta = \frac{RTdp - pRdT}{R^2T^2} = \frac{p}{RT} \left(\frac{dp}{p} - \frac{dT}{T} \right).$$

Далѣе, какъ уже было указано (стр. 95),

$$dp = -\delta \cdot dh.$$

Поэтому

$$d\delta = -\frac{p}{RT} \left(\frac{dh}{RT} + \frac{dT}{T} \right),$$

или далѣе

$$\frac{d\delta}{\delta} = -\frac{p}{RT^2} \left(\frac{1}{R} + \frac{dT}{dh} \right).$$

Слѣдовательно, — приращеніе плотности на единицу высоты, а вмѣстѣ съ этимъ и равновѣсіе воздушныхъ массъ будутъ при прочихъ равныхъ условіяхъ опредѣляться значеніемъ суммы $\frac{1}{R} + \frac{dT}{dh}$.

Равновѣсіе воздушныхъ массъ будетъ безразличнымъ, если $\frac{d\delta}{\delta} = 0$ т. е. при $\frac{dT}{dh} = -\frac{1}{R}$.

Равновѣсіе будетъ устойчивымъ, если отношеніе $\frac{d\delta}{\delta} < 0$ и $\frac{dT}{dh} > -\frac{1}{R}$.

Равновѣсіе неустойчиво и массы воздуха должны опрокинуться, если $\frac{d\delta}{\delta} > 0$ и $\frac{dT}{dh} < -\frac{1}{R}$.

Значеніе постоянной R въ формулѣ Клапейрова для каждаго газа можетъ быть точно опредѣлено. Для воздуха оно будетъ, предполагая, что массы выражены, какъ обыкновенно, въ килограммахъ, высоты — въ метрахъ, R = 29.27; для другихъ газовъ оно будетъ R₁ = 29.27 δ ¹. Поэтому, если для воздуха

$$\frac{dT}{dh} = -\frac{1}{R} = -0.0342,$$

равновѣсіе безразлично: въ сухомъ воздухѣ для этого, значить, температура должна падать на каждыя 100 м. на 3.⁰42.

Для водяныхъ паровъ $\frac{dT}{dh}$ должно быть при этомъ условіи равно 0.0213 т. е температура должна падать на каждыя 100 м. на 2.13. Для воздуха влажнаго, очевидно, получаются величины $\frac{dT}{dh}$, промежуточная между этими двумя предѣлами.

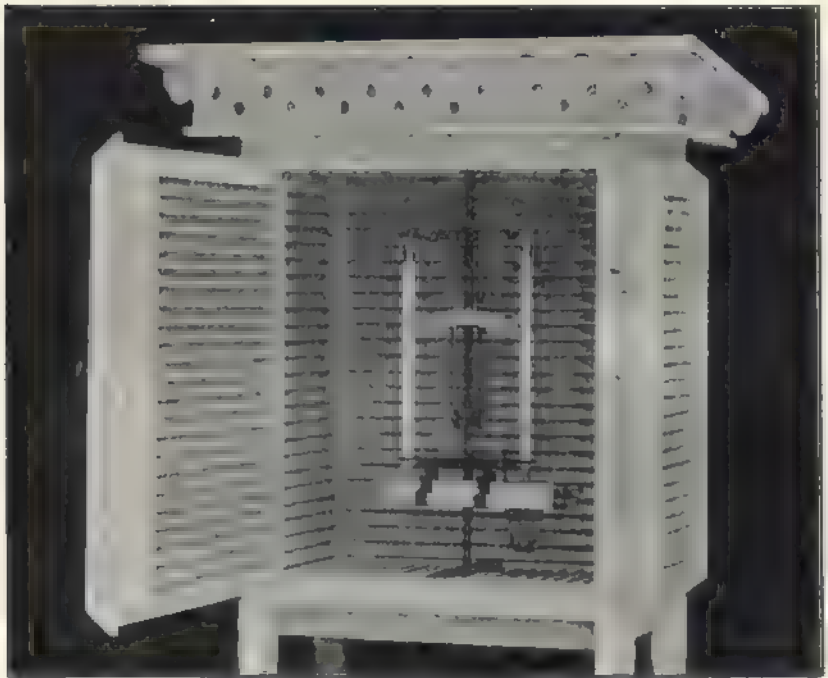
Основное свойство энергии вообще — стремиться къ тому, чтобы для данной системы тѣль при данныхъ условіяхъ потенциальная энергія этой системы была минимальная возможная. Въ силу этого и земная атмосфера всегда будетъ стремиться, чтобы массы воздуха, ее составляющія, обладали наименьшею возможною при земныхъ условіяхъ потенциальною энергіею. А это условіе будетъ выполнено тогда, когда центръ тяжести этихъ воздушныхъ массъ займетъ наимизшее возможное при данныхъ условіяхъ положеніе и равновѣсіе будетъ устойчивое. Поэтому въ свободной атмосферѣ заранѣе должно ожидать, что соответственно этому устойчивому равновѣсію воздушныхъ массъ и температуры въ нихъ будутъ убывать съ высотой медленнѣе, чѣмъ то должно быть при равновѣсіи безразличномъ. Наблюденія, какъ увидимъ далѣе, показываютъ, что въ дѣйствительности въ свободной атмосферѣ температуры убываютъ даже медленнѣе, чѣмъ по адиабатному закону.

Прежде чѣмъ перейти къ этимъ даннымъ наблюдѣній, необходимо, конечно, рассмотреть способы опредѣленія температуры воздуха въ некоторомъ данномъ пунктѣ.

31. Способы опредѣленія температуры воздуха. Кроме правильныхъ, периодическихъ измѣненій температуры воздуха, наблюденія, какъ было уже указано, устанавливаютъ еще рѣзкія не периодическія ея колебанія, перѣдко совершающіяся въ теченіе очень короткаго промежутка времени. Для улавливанія такихъ быстрыхъ колебаній приходится брать термометры съ *малымъ коэффициентомъ инерціи и съ большою восприимчивостью*. Подвѣсивъ такой термометръ въ воздухъ на опредѣленной высотѣ и не принявъ никакихъ мѣръ для защиты его отъ вліянія окружающихъ предметовъ, нельзя еще получить однако истинной температуры воздуха: на него будетъ непосредственно вліять потокъ лучистой энергіи отъ солнца и температура окружающихъ предметовъ, которые будутъ также посылать на него потокъ лучистой энергіи, когда они нагрѣты болѣе термометра, или наоборотъ будутъ сами отъ него отнимать тепло лученепусканіемъ. До послѣдняго времени на русской метеорологической стѣнѣ применялась установка въ особой будкѣ, предложенной акад. Вильдомъ.

Чтобы защитить термометръ отъ этихъ постороннихъ вліяній, его помѣщали въ цинковую клетку, а эту послѣднюю въ деревянную будку со стѣнками въ видѣ жалюзи. Этотъ способъ имѣетъ тотъ крупный недостатокъ, что при немъ недостаточенъ вокругъ термометровъ обмѣнъ воздуха. Для устранения этого, по инициативѣ акад. Вильда, основание цинковой клеточки замѣнялось venti-

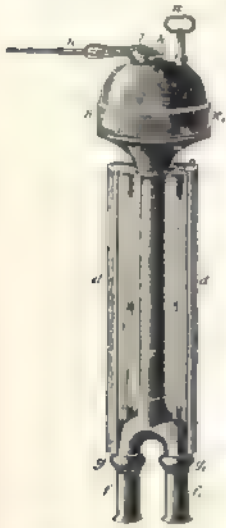
ляторомъ, который при вращеніи прогоняетъ черезъ вѣтку воздуха. Въ настоящее время такая установка, сильно затрудняющая обмѣвъ воздуха вокругъ термометровъ, замѣняется простою деревянною небольшою разбѣровъ будкою со стѣнками изъ жалюзи (англійская установка, черт. 38).



Черт. 38 Англійская невхраметрическая будка применяемая для установки термометровъ на русской метеорологической сети

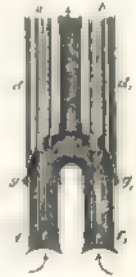
Подъ температурой воздуха принято разумѣть среднюю температуру нѣкотораго опредѣленнаго его слоя. Но на небольшой высотѣ отъ поверхности почвы на температуру могутъ вліять различныя окружающія условия: почвенный покровъ, потоки, перемѣшивающіе слой воздуха; а потому о постоянствѣ температуры въ одномъ слое, на одномъ уровнѣ не можетъ быть и рѣчи. Поэтому правильнѣе было бы, вмѣсто будки, помѣстить нѣсколько защищенныхъ отъ постороннихъ вліяній термометровъ въ разныхъ точкахъ даннаго слоя. Еще проще взять термометръ съ малымъ коэффициентомъ инерціи, и, привязавъ его къ шнурку, привести за шнурокъ въ быстрое вращеніе. По прошествіи 3—4 минутъ вращенія, когда на термометръ установится постоянная температура, его по-

казанія дадутъ вѣрную температуру воздуха: въ самомъ дѣлѣ, прикасаясь при движеніи съ большою массою воздуха и съ нею быстро обмѣниваясь тепломъ, такой термометръ легко восприметъ температуру данного слоя, но нагрѣваться выше ея не будетъ, сейчасъ же отдавая свое тепло прикасающимся къ нему при движеніи массамъ воздуха. Это — такъ называемый *працевой термометръ*.



Черт. 39а. Вышняя часть психрометра Ассмана

Еще лучше для этой цѣли психрометръ Ассмана. Въ немъ термометры заключены въ двойныя металлическія трубки (рис. 39б) для защиты отъ вѣшнихъ вліяній. Сверху оправы (рис. 39а) имѣется часовой механизмъ для приведенія въ движеніе вентилятора, просасывающаго воздухъ около шариковъ термометровъ. Такой вентиляторъ въ теченіе двухъ минутъ протянетъ около термометровъ такую массу воздуха, что температура, указанная ими, мо-



Черт. 39б. Разрѣзъ нижнихъ несасывающихъ воздуха трубокъ психрометра Ассмана.

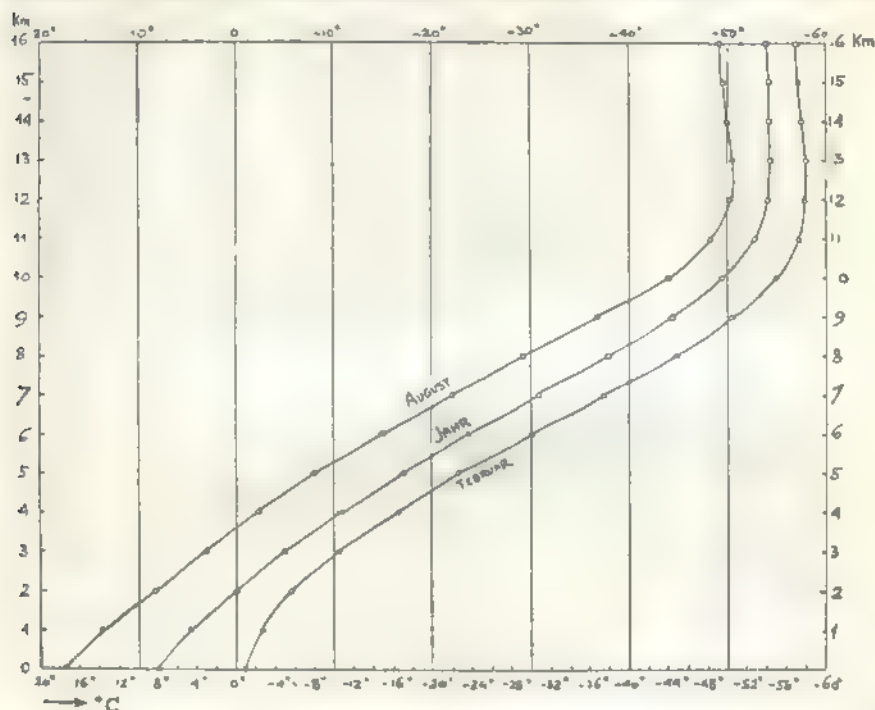
жетъ считаться вполне надежной температурой протягиваемаго приборомъ воздуха.

Относительно приборовъ, служащихъ для записей температуры воздуха: термографовъ и психрографовъ было сказано выше.

32. Дѣйствительное распредѣленіе температуръ по вертикали. Для наблюденія надъ слоями атмосферы, лежащими на значительной высотѣ надъ землею поверхностью, приходилось въ прежнее время прибѣгать къ помощи горныхъ ставій или къ непосредственнымъ наблюденіямъ при рѣдкихъ подъемахъ воздушныхъ шаровъ. Но по наблюденіямъ двухъ пунктовъ: у подножія и на вершинѣ горы, не всегда возможно судить о томъ, что происходитъ въ промежуточномъ слое воздуха. Рѣзкія, отрывочныя наблюденія на воздушныхъ шарахъ, не свободныя отъ большихъ погрѣшностей, вызываемыхъ близостью инструментовъ къ нагрѣваемой солнцемъ поверхности шара, также дали недостаточныя данныя для выясненія дѣйствительнаго распредѣленія температуръ по вертикали. Только въ последнее время при помощи шаровъ-зондовъ, снабженныхъ самопишущими приборами, спуски которыхъ производятся ежеминутно, а также при помощи змѣевъ, собранъ богатый матеріалъ,

дающий право говорить о том, что делается в атмосфере, — по крайней мере в более близких к земной поверхности слоях ее.

Подобныя наблюдения показывают, что в ближайших к земной поверхности слоях воздуха вертикальный температурный градиент $\frac{dt}{dh}$ всегда существенно отклоняется от теоретического. Кривыя на черт. 40, построенныя на основаніи средняго изъ много-



Черт. 40. Распределение температур по вертикали отъ земной поверхности до высоты 16 км. по Веганеру.

численнымъ международныхъ подъемовъ шаровъ-зондовъ въ теченіе 5 лѣтъ въ Европѣ и помѣщенная далѣе таблица показываютъ, что только на значительныхъ высотахъ градиентъ начинаетъ приближаться къ теоретическому, полученному на основаніи адиабатическаго закона. По этимъ наблюдениямъ можно считать, что въ среднемъ на высотѣ около 5—8 килом. вертикальный температурный градиентъ близокъ къ $0^{\circ}.7$, тогда какъ въ нижнихъ слояхъ онъ — меньше $0^{\circ}.4$.

Слѣдующая таблица даетъ среднія температуры по вертикали для Европы по наблюдениямъ на шаровъ-зондахъ и змѣяхъ, на основаніи которыхъ была построена предыдущая кривая.

Высота над уровнем моря в км.	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Темпер на ней . . .	79°	4,6	0,1	5,0	10,7	16,9	23,7	30,8	-38,0
Вертикальн. темпер. градиентъ		0,33°	-0,45	-0,51	-0,57	-0,62	-0,68	-0,71	-0,72
Высота над уровнем моря в км.	9	10	11	12	13	14	15	16	
Темпер на ней . . .	38,0°	-44,4	-49,6	-52,8	-54,2	54,5	54,4	-54,3	54,1
Вертикальн. темпер. градиентъ		-0,64	-0,52	0,32	-0,14	-0,03	+0,01	+0,01	+0,02

Наблюдения шарами—зондами, послужившія для составления приведенной выше таблицы, захватили слой атмосферы до 16 км. высотой; единичные подъемы значительно превосходили эту последнюю высоту (до 29 км.). Они обнаружили очень любопытные факты относительно температуръ болѣе высокихъ слоевъ атмосферы.

Изъ совокупности всѣхъ этихъ наблюдений, какъ можно видѣть и изъ таблицы распределения температуръ по высотамъ, и изъ черт. 40, вытекаетъ, что уже на высотѣ около 11—12 км. температуры воздуха перестаютъ понижаться, вертикальные температурные градиенты—очень близки къ нулю (0) и термометръ на протяжении дѣльных километровъ обнаруживаетъ очень малыя температурныя колебания, указывая, следовательно, на существованіе здѣсь слоя съ постоянною температурою, — *слой изотермии*. Затѣмъ при дальнѣйшемъ возрастаніи высотъ, — около 13—14 км., — наблюдения даютъ вообще въ которое повышение температуры съ высотой, — *верхнюю инверзію*¹⁾ температуры. Слой этой верхней инверзіи тянется примѣрно до 15—16 км. высоты надъ земною поверхностью. Какъ мѣняются температуры еще выше, говорить пока было бы гадательно, такъ какъ выше слоя 16 км. имѣются только единичные подъемы.

Возможнаго удовлетворительнаго, общепринятаго объясненія явленіямъ верхнихъ изотермии и инверзіи пока не дано. Наиболѣе вѣроятно и теоретически въ извѣстной мѣрѣ находятъ себѣ оправданіе то предположеніе, что причина изотермии и верхней инверзіи—въ условіяхъ поглощенія лучистой энергіи верхними слоями атмосферы.

Наблюдения надъ температурою обнаруживаютъ такимъ образомъ какъ бы извѣстную слоистость въ строеніи атмосферы. По Ханву *первый слой* простирается отъ дѣятельной поверхности до высоты 1500—2000 м.; это—слой ненасыщеннаго парама, относительно сухого воздуха, въ которомъ непосредственно совершаются и передаются процессы инсоляци и излученія, вызывая значительныя температурныя колебания въ теченіе сутокъ и года. Далѣе идетъ *второй слой* отъ 1500 до 6000 м., — слой насыщенія водяными парами и конденсаціи, въ которомъ происходитъ наиболѣе энергичное образованіе облаковъ при восходящихъ токахъ. Выше надъ нимъ, — отъ 6 до 11 км., — *третій слой* при существующихъ здѣсь низкихъ температурахъ сравнительно бѣднаго водяными парами воздуха, гдѣ процессы конденсаціи, если они и происходятъ, то не вызываютъ такого массоваго образованія облаковъ, какъ въ предыдущемъ слое. Еще выше—*слой изотермии* (12—14 км.), какъ только что было сказано выше. Наконецъ еще выше (15 км. и выше)—*слой верхней инверзіи*, гдѣ на лицо—новое слабое повышение температуры.

¹⁾ Въ отличіе отъ нижней инверзіи, о которой рѣчь будетъ далѣе.

Согласно самымъ позднѣйшимъ наблюденіямъ приходится заключить, что слой изотерміи нѣсколько измѣняетъ свою высоту въ зависимости отъ времени года и географическаго положенія мѣста наблюденія. онъ выше лѣтомъ, чѣмъ зимою, въ южной и западной Европѣ онъ выше чѣмъ въ сѣверной и восточной. Существованіе его констатировано даже въ тропической полосоѣ и вблизи экватора ¹⁾.

33. Измѣненія въ распредѣленіи температуръ по вертикали подѣ дѣйствіемъ изоляціи или излученія. Главнѣйшее изъ свойствъ атмосфернаго воздуха, опредѣляющее круговоротъ получаемой земною поверхностью отъ солнца энергіи.—его чрезвычайна большая прозрачность для этой лучистой энергіи, когда онъ чистъ и не содержитъ примѣсей. Вслѣдствіе прозрачности (воздухъ пропускаетъ 85% а иногда даже 90% поступающей въ него лучистой энергіи) непосредственное его нагрѣваніе солнечными лучами будетъ ничтожно, и количество тепловой энергіи, непосредственно утилизируемое на нагрѣваніе данной массы воздуха, на столько мало, что можно не принимать его во вниманіе.

Второе существенное свойство воздуха, опредѣляющее его нагрѣваніе, его малая теплопроводность; потому, если-бы въ воздухѣ отсутствовали совершенно потоки, распространеніе энергіи отъ нагрѣтой поверхности земли шло бы очень медленно. Наконецъ, третье существенное свойство воздуха—его огромная подвижность, дающая возможность различно нагрѣтымъ массамъ воздуха придти въ соприкосновеніе и при этомъ вступать въ обмѣнъ энергіею помимо теплопроводности.

Вслѣдствіе этихъ причинъ, утилизируя на нагрѣваніе малую часть проходящей чрезъ него лучистой энергіи, воздухъ можетъ, пока нѣтъ конвекціи, мѣнять свое тепловое состояніе почти исключительно только путемъ полученія тепла или отъ нагрѣтаго лучами дѣятельнаго слоя, или отъ взвѣшенныхъ частицъ, нагрѣваемыхъ поглощаемой энергіею.

Если-бы можно было удержать массу воздуха въ равновѣсіи, то при изоляціи этотъ столбъ воздуха, высотой до 300 километровъ, пропустилъ-бы до поверхности земли 0,9 лучистой энергіи и температура дѣятельнаго слоя, какъ уже было сказано раѣе, въ силу этого повысилась-бы. Путемъ теплопроводности нагрѣтый дѣя-

¹⁾ Параллельно съ существованіемъ слоя изотерміи и первой пверзій изслѣдованія между прочимъ указали, что надъ экваторомъ наблюдаются и наивышшія температуры для высшихъ слоевъ воздуха: 30 авг. 1908 г на высотѣ 1930 м. и 5 м при подъемѣ шара-зонда въ Ширати (восточная экваторіальная Африка) термометръ показалъ температуру = 84°, а начиная съ высоты 13 км. воздухъ, какъ оказалось, имѣлъ температуру ниже, чѣмъ средняя годовая температура для той же высоты въ Европѣ.

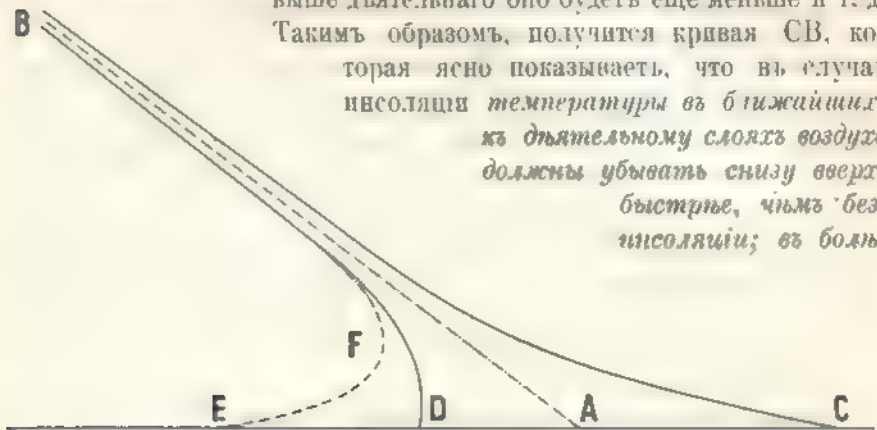
тельный слой начнет отдавать тепловую энергию воздуху. Но, какъ только данная масса воздуха нагреется настолько, что вертикальный температурный градиентъ сдѣлается больше той предѣльной величины, которую онъ долженъ имѣть при равновѣсїи безразлично, нагрѣтая масса начинаетъ всплывать вверхъ, образуя восходящій токъ, а на мѣсто ея становятся, опускаясь окружающія, болѣе холодныя массы, нагрѣваясь въ свою очередь отъ прикосновенія съ нагрѣтою землею поверхностью. Всплывающая масса понесетъ полученную тепловую энергию вверхъ, растративъ ее на нагрѣваніе сосѣднихъ, холодныхъ слоевъ воздуха. Если этого потока нѣтъ, то при малой теплопроводности воздуха отъ самаго низкаго слоя, нагрѣвающагося въ прикосновеніи съ поверхностью почвы, станетъ нагрѣваться сосѣдній, болѣе высокий: отъ этого слѣдующій, в т. д.

Допустимъ теперь, что, вмѣсто притока лучистой энергии и нагрѣванія почвы, идетъ излученіе энергии дѣятельный слой, отдавая тепло излученіемъ, охлаждается. Массы воздуха, прилегающія къ нему, будутъ теперь отъ прикосновенія съ нимъ также охлаждаться: отъ нихъ охлажденіе пойдетъ къ болѣе высокимъ слоямъ воздуха. Такъ какъ вълѣдствіе охлаждения плотность воздушныхъ массъ увеличивается еще болѣе въ направленіи сверху внизъ, равновѣсїе этихъ массъ устойчиво и для всякихъ ихъ перемѣщеній условія отсутствуютъ.

Чтобы яснѣе представить себѣ распределеіе температуръ по вертикали при наличности инсоляціи или излученія, можно воспользоваться тѣмъ же самымъ графическимъ методомъ, при помощи котораго получаютъ кривыя состоянія для воздуха. Въ прямоугольной системѣ координатъ откладываются, слѣдовательно, по оси абсциссъ температуры, возрастающія слѣва направо; по оси ординатъ отложены высоты; каждое дѣленіе на оси абсциссъ соответствуетъ 1°, на оси ординатъ 100 м. Допустимъ опять, что столбъ воздуха надъ нѣкоторымъ пунктомъ земной поверхности находится въ равновѣсїи устойчивомъ и законъ измѣненія температуры съ высотой въ немъ будетъ опредѣляться нѣкоторымъ градиентомъ $\frac{dt}{dh}$: на черт. 41 это будетъ прямая АВ. При наличности притока лучистой энергии вълѣдствіе нагрѣванія дѣятельнаго слоя температура его повысится: ее придется изобразить точкою С. Длина АС представитъ собою графически происшедшее за счетъ полученной энергии повышение температуры въ дѣятельномъ слое. Не трудно видѣть, что при малой теплопроводности воздуха въ точкѣ, лежащей на 100 м. выше дѣятельной поверхности, повышение температуры

за счет инсоляции будет значительно меньше, чѣмъ въ слоѣ, непосредственно соприкасающемся съ дѣятельнымъ. Въ слоѣ на 200 м. выше дѣятельнаго оно будетъ еще меньше и т. д.

Такимъ образомъ, получится кривая СВ, которая ясно показываетъ, что въ случаѣ инсоляции температуры въ ближайшихъ къ дѣятельному слоюхъ воздуха должны убывать снизу вверхъ быстрее, чѣмъ безъ инсоляции; въ болѣе



Черт. 41 Измѣненіе температуръ по вертикали подѣ дѣйствіемъ инсоляціи или излученія.

высокихъ же слоевъ температурная кривая будетъ асимптотически приближаться къ прямой АВ. Такъ какъ въ нижнихъ слояхъ воздуха для кривой СВ температуры могутъ при достаточной интенсивной инсоляціи падать съ высотой сильнее, чѣмъ то должно быть для равновѣсія безразличнаго, то въ этомъ случаѣ равновѣсіе воздуха можетъ сойтись неустойчивымъ и результатомъ инсоляціи должны явиться восходящіе потоки, способствующие выравниванію температуръ и несущие полученную воздушными массами тепловую энергію вверхъ, гдѣ она и расходуется на нагреваніе болѣе высокихъ и болѣе холодныхъ слоевъ.

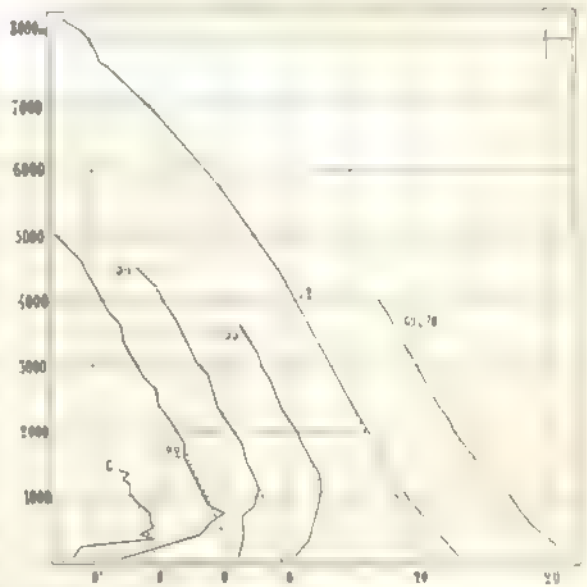
При наличности излученія наиболѣе охлажденный воздухъ будетъ у поверхности дѣятельнаго слоя. отъ этого слоя будутъ охлаждаться прилетающіе къ нему слои и, чѣмъ выше, тѣмъ меньше; на некоторой высотѣ это охлажденіе исчезнетъ. Такое состояніе на графикѣ изобразится кривою BD, подобной предыдущей, но обращенной выпуклостью въ противоположную сторону. Градиенты, соотвѣствующіе такому состоянію, будутъ больше, чѣмъ то должно быть для равновѣсія безразличнаго; значить и равновѣсіе будетъ весьма при томъ устойчивое, воздухъ располагается по убывающимъ плотностямъ и конвекціонныхъ токовъ не возникаетъ. Иногда охлажденіе нижнихъ слоевъ можетъ быть такъ сильно, что кривая можетъ принять еще болѣе выпуклую форму BE; тогда произойдетъ такъ называемое *обращеніе температуръ* или *инверзія*: въ

этомъ случаѣ градиентъ $\frac{dt}{dh}$ будетъ даже больше 0 (т. е. градиентъ изъ отрицательнаго становится положительнымъ) и температуры въ части кривой *EF*, вмѣсто убыванія снизу вверхъ, возрастаютъ. Такимъ образомъ, при излученіи вообще температуры облизі земной поверхности должны убывать медленно, чѣмъ въ болѣе высвигъ слояхъ, тогъ они ассимптотически приближаются къ нормальнымъ; въ частномъ случаѣ инверзіи они растутъ съ высотой.

Изъ сказаннаго выше, точно также какъ и изъ черт. 41. вытекаетъ, что въ спокойномъ воздухѣ, гдѣ нѣтъ конвекціонныхъ движеній, при періодической смѣнѣ преобладанія то инсоляціи, то излученія энергіи амплитуды температурныхъ колебаній должны убывать снизу вверхъ и на некоторой высотѣ сдѣлаться незаметными.

Теперь остается посмотрѣть, насколько дѣйствительныя наблюденія оправдываютъ сказанное.

Наблюденія Берлинской воздухоплавательной обсерваторіи вполне подтверждаютъ выше изложенныя теоретическія соображенія для вертикальнаго распредѣленія температуръ при суточной смѣнѣ притока и оттока энергіи. Черт. 42, на которомъ вычерчены кривыя отдѣльныхъ полетовъ воздухоплавателей, показываетъ, что въ дневные часы при наличности инсоляціи кривыя распредѣленія температуръ по вертикали (кривыя 72 и 69—70 на черт. 42) имѣютъ форму, близкую къ теоретической. Вечеромъ и ночью наоборотъ образуется, какъ результатъ ночного излученія, чрезвычайно

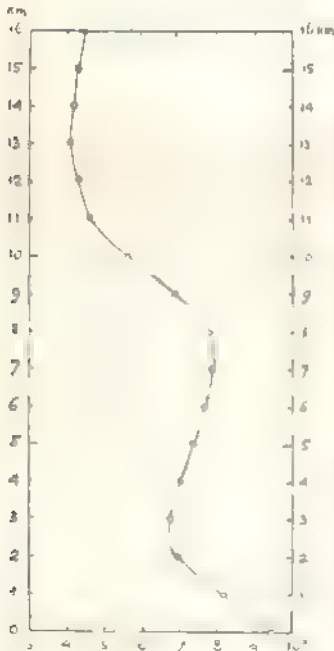


Черт. 42 Дѣйствительное распредѣленіе температуръ по высотамъ, имѣвшее мѣсто при подѣмахъ шаровъ на Берлинской воздухоплавательной обсерваторіи.

типичная инверсія, соответствующая очень устойчивому равновѣсію массы воздуха (кривыя 55, 54, 22 черт. 42). Насколько значительны могутъ быть эти инверсіи, можно сужить по Берлинскимъ даннымъ, для исключительныхъ случаевъ дающимъ величину градиента внизу до $+ 10^{\circ}$. Наде конечно ожидать, что дальнѣйшія наблюденія въ странахъ со снѣжнымъ покровомъ на земной поверхности дадутъ еще болѣе грандіозныя цифры для такихъ инверсій (напр. въ восточной Сибири).

Ничто подобное тому, что наблюдается в дневные и ночные часы для распределения температур по вертикали, можно видеть и в течение года: это распределение температур в отдельные времена года будет существенно отличаться от приведенного выше (стр. 107) среднего. Следующая табличка представляет это вертикальное распределение температур по временам года.

Высота над ур. моря в км.	0	2	4	6	8	10	12	14	16
Температура:									
зима	0,5	5,1	15,5	27,5	43,1	54,0	58,4	57,8	57,7
весна	5,6	3,4	14,6	28,3	42,9	52,2	54,1	55,1	54,6
лето	15,7	6,1	4,6	-17,3	-31,4	-45,1	-50,6	-50,3	-49,7
осень	10,9	2,6	7,9	-20,4	-34,6	47,1	53,7	-54,5	54,0
амплитуда (приб. вали)	17,6	14,9	14,4	16,7	17,1	12,5	10,2	10,2	12,1



Черт. 43. Изменение амплитуды температурных колебаний от земной поверхности до 16 км. высоты по Вегенеру; кривая дает вычисленные по фирм. Ламб.—Бесс. амплитуды, вдвое меньшие вычисляемых обыкновенно по прямым наблюдениям.

И таблица, и черт. 43 показывают, что температурные колебания действительно уменьшаются по мере удаления от земной поверхности, но далеко не так правильно, как это следовало из теоретических соображений. В годовом ходе амплитуда температурных колебаний с высоты около 13 км. начинает даже снова возрастать. Если вычислять по тем же данным величины вертикального температурного градиента на различных высотах для отдельных времен года, то оказывается, что и величина вертикального температурного градиента не остается постоянной в зависимости от времени года.

Наконец необходимо еще добавить, что слой рзких изменений температуры, в котором вертикальный температурный градиент значительно отстает от обычных, средних величин, всегда имеет незначительную толщину. Так напр. наблюдения на зйлах на Блю-Хилльской обсерватории, на Эйфелевой башне (из Париж) показали, что при инсоляции большие вертикальные температурные градиенты соответствуют неустойчивому равновесию воздушных масс, рдко идут выше 400 м. над поверхностью почвы. Сильные восходящие потоки нагретого воздуха обыкновенно уже затихают на высотах между 160—300 м. только в очень жаркие

дни достигаютъ большихъ высотъ. Точно также наблюденія надъ температурою въ ночные часы показываютъ, что слой рѣзкихъ измѣненій температуры и здѣсь очень тонокъ и большіе положительныя градиенты тоже не идутъ выше нѣсколькихъ метровъ или рѣже нѣсколькихъ десятковъ метровъ надъ почвою. Такъ Юхлягъ въ Упсалѣ при наблюденіяхъ надъ снѣгомъ получилъ температуры:

высота надъ снѣгомъ въ см.	0	3	50	740
температура	—17°.7	—15°.7	—14°.1	—12°.2

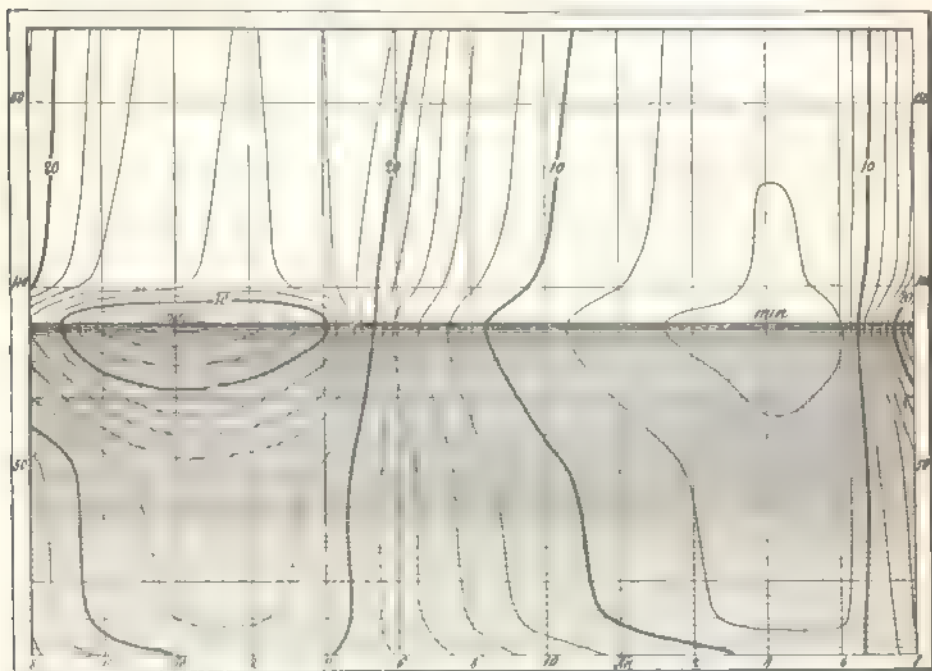
Тоже—въ Лѣсномъ надъ растительностью:

высота надъ травою въ см.	0	5	35	300
температура	0°.8	2°.4	4°.8	6°.5

34. **Періодическія измѣненія температуры воздуха.** Непрерывная смена инсоляции и излученія въ зависимости отъ двойного движенія земли поведеть, какъ уже было указано ранѣе, къ тому, что температура дѣятельнаго слоя, а вѣдь за нимъ и воздуха для нѣкоторой толщи близки земной поверхности будетъ непрерывно измѣняться, колеблеть около средней въ теченіе сутокъ и года. Суточные и годовыя колебанія или какъ принято выражаться, суточные и годовыя ходы температуры должны быть неодинаково велики на различныхъ высотахъ надъ землею поверхностью и амплитуда суточныхъ и годовыхъ измѣненій температуры т. е. разность между наивысшею и наимизнею ея величиною должна убывать отъ дѣятельнаго слоя вверхъ.

Притокъ лучистой эергии на поверхность дѣятельнаго слоя начинается, какъ уже было сказано (стр. 59, 60), съ восходомъ солнца и увеличивается по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ; излученіе, тоже увеличивающееся съ повышеніемъ температуры, остается однако меньше притока. Температура слоевъ воздуха, соприкасающихся съ поверхностью дѣятельнаго слоя и отъ нея нагрѣвающихся, будетъ по этому повышаться также все болѣе и болѣе по мѣрѣ приближенія къ полудню. Въ полдень притокъ эергии будетъ наибольшій; послѣ полудня, когда зенитное разстояніе солнца начнетъ снова увеличиваться, притокъ эергии будетъ уменьшаться, оставаясь пока еще нѣкоторое время болшимъ расхода. Температура дѣятельнаго слоя и слоевъ воздуха, близкихъ къ нему, опредѣляющаяся разностью между приходомъ и расходомъ, будетъ по этому расти и послѣ полудня. Она достигнетъ своего *максимума*, когда притокъ эергии сдѣлается равнымъ расходу, *около 2-хъ часовъ послѣ полудни*. Съ 2-хъ часовъ дня излученіе тепла землею поверхностью или расходъ эергии начнетъ преобладать надъ приходомъ, слѣдовательно температура станетъ уменьшаться. Послѣ за-

ката солнца притокъ энергии сдѣлается равнымъ нулю, а излуче-
ше и расходъ энергии все продолжатся, вследствие чего темпера-
тура и дѣятельнаго слоя, и прилегающихъ къ нему слоевъ воздуха
будетъ понижаться еще дальше, такое пониженіе продолжится до
тѣхъ поръ, пока не начнется новый притокъ энергии т. е. со
нова восхода солнца, когда и наступитъ минимумъ температуры.

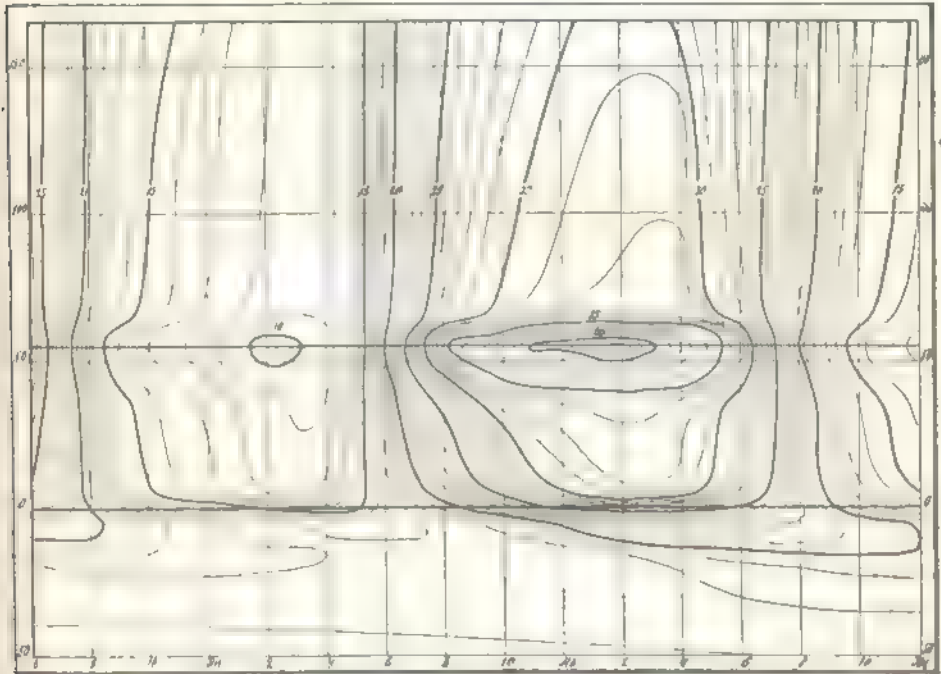


Черт. 44. Разрѣзъ температуры, въ сѣкцияхъ, сѣкція сухаго воздуха надъ гур-
тиной съ скоростью (Р. у. с. т. с. 13) и т. д. 20 м. по поверхности земли, по
абсциссамъ — часы по сѣдинамъ — высоты 10 м. по оси.

Какъ последовательно происходитъ и распространяется передача
тепла отъ дѣятельнаго слоя къ ближайшимъ къ нему массамъ воз-
духа, видно на черт. 44, представляющемъ результаты однократныхъ
наблюдений ¹⁾ надъ температурою воздуха вблизи, надъ и подъ густымъ
войлокомъ блококопытника (Petasites). Растение это было вы-
брано объектомъ наблюдения потому именно, что штеня его давала
почти сомкнутый, плотный войлокъ, совершенно затворяющій почву.
На черт. ясно видно, что зѣсь дѣятельнымъ слоемъ, получающимъ
энергію въ утренние и дневные часы, теряющимъ ее въ вечерніе

¹⁾ Наблюдения г. Рудовица въ Боровомъ лѣвнѣ стѣ Сам. губ.

и прочие, является действительно расположенная на высоте 90 см. над почвою дивта растенія. Отсюда вверх и вниз температуры падают днем, увеличиваются ночью, такъ что около дивты днем — область наивысшихъ температуръ, ночью — наинизшихъ. На всякой другой высотѣ температура *только постепенно* повышается или понижается уже *цѣлѣй* за температурою поверхности дивты.

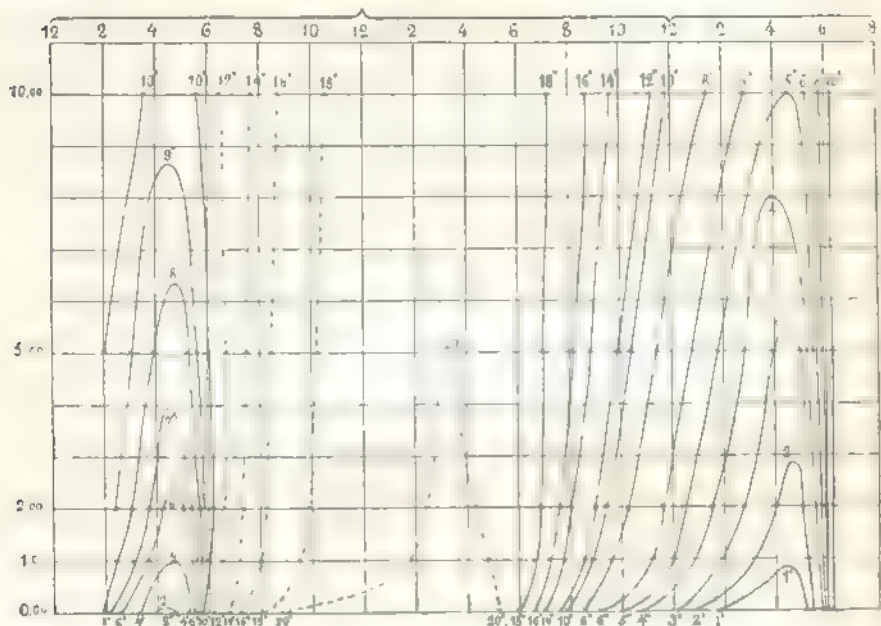


Черт. 45. Распределение температуръ въ верхнихъ слояхъ воздуха надъ куртинами сосны, на высотѣ 50 см. надъ почвою — поверхностью хвои, внизъ отъ 0 — температура почвы до 50 см. глубины.

Тоже самое, но въ еще болѣе рельефной формѣ даетъ черт. 45, представляющий распределение температуръ вблизи, надъ и подъ густымъ подотомъ маленькихъ сосенъ въ питомникѣ. Здѣсь наблюдаема захватывающая не только слой воздуха до высоты 1,5 м. надъ почвою, но и простиралась и въ почву до глубины 0,5 м. Сосновый войлокъ опять былъ выбранъ очень густой, плотно закрывающей почву: чертѣкъ наглядно показываетъ, что и здѣсь дѣятельный слой на высотѣ 50 см. надъ почвою является областью наивысшихъ и наинизшихъ температуръ и что отсюда и въ воздухъ, и въ почву идетъ передача или отнятіе тепла: поверхность почвы здѣсь явно не нарушаетъ хода изотермъ въ воздухѣ, — не является по-

верхностью раздѣла, принимающей или теряющей энергію, а следовательно и опредѣляющей температуру ближайшихъ къ ней слоевъ.

Какъ въ первомъ, такъ и во второмъ приведенныхъ примѣрахъ такую поверхность т. е. дѣйствительнымъ дѣятельнымъ слоемъ является именно поверхность листвы, и отъ нея идетъ нагрѣваніе или охлажденіе и вверхъ, и внизъ.



Черт. 46. Распределеніе температуръ надъ травянистою склоною по Хомелу въ слоеъ отъ поверхности почвы до 10 м. высоты.

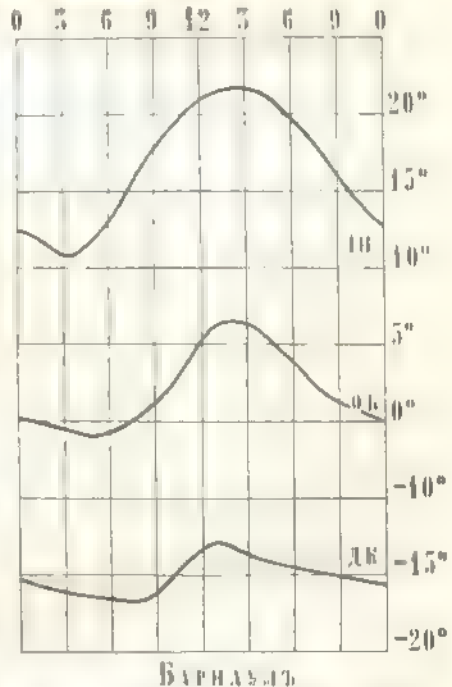
Наконецъ черт. 16, представляющій наблюденія Хомела надъ температурами воздуха до 10 м. надъ поверхностью почвы, показываетъ передачу тепловой энергии въ болѣе высокіе слои воздуха; здѣсь дѣятельнымъ слоемъ является уже верхняя поверхность почвы и на ней при испареніи и излученіи образуются ясно выраженные области высокихъ или низкихъ температуръ, отъ которыхъ уже повышение или пониженіе температуры и распространяются вверхъ.

Такимъ образомъ суточная кривая измѣненій температуры для дѣятельнаго слоя и воздуха представляетъ волну съ однимъ максимумомъ около 2-хъ часовъ пополудни и съ однимъ минимумомъ около времени восхода солнца. Такъ какъ время наступленія павышей температуры зависитъ отъ времени наступленія наибольшей радиации, а последняя бываетъ наибольшею около полудня въ те-

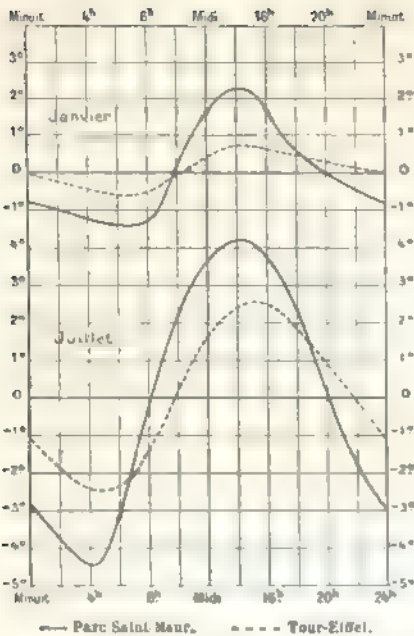
чение всего года, то и время наступления максимума всегда остается близко постоянным. Время наступления минимума зависит от времени восхода солнца: так как последний в различных точках земной поверхности зависит от широты места и от времени года (только на экваторе всегда день равен ночи), то и наступление минимума будет приспособиться в течение года в различные часы дня. При удалении от поверхности дневательная слоя вверх амплитуды температурных колебаний не только будут уменьшаться, но и наступление крайних температур, особенно минимума (так как максимум при перемешивании воздуха восходящими потоками меньше зависит от теплопроводности), будет запаздывать вследствие малой теплопроводности воздуха. Чем больше высота пункта над земною поверхностью, тем значителнее, очевидно, должно быть запаздывание.

Черт. 47 представляет суточный ход температуры в Барнауле в различные месяцы года; за немъ можно видѣть, что время наступления максимальных суточных температур в течение всего года взаимно падает на 2 часа дня, напротивъ моментъ наступления минимальных суточных температур мѣняется. в Декабрѣ, когда солнце восходитъ очень поздно, и минимумъ температуры приходится на 8 ч. утра, вь Июнѣ, наоборотъ, соответственно раннему восходу солнца, онъ падаетъ на 3½ ч. утра.

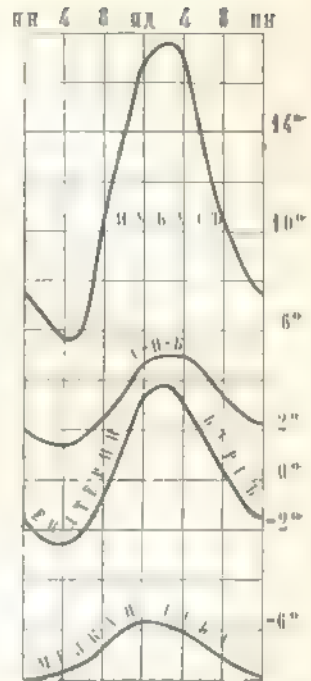
На черт. 48 представлены амплитуды суточных колебаний, по Анго, на различныхъ высотахъ надъ землею поверхностью: сплошными кривыми прочерчены для Января и Июля температуры вь Обсерватории парка С.-Моръ (Париж) вблизи поверхности почвы (на высотѣ около 2 м.), пунктирные кривыя даютъ тѣже колебанія на башнѣ Эйфеля,—на высотѣ около 300 м. надъ поверхностью почвы. Амплитуды суточных колебаний на высотѣ 300 м. почти вдвое меньше, чѣмъ около поверхности почвы. На рисунокѣ, кромѣ того, ясно видно, что наступление максимальныхъ и минимальныхъ температуръ на башнѣ Эйфеля происходитъ позже, чѣмъ вь паркѣ С.-Моръ; для осени, зимы и весны минимумъ на высотѣ 300 м. запаздываетъ почти на 1 часъ сравнительно съ нижнею станцією, максимумъ — отъ ½ часа до 1 часа.



Черт. 47 Суточные изменения температуры вь различные месяцы.



Черт. 48. Суточные изменения температуры на разных высотах (парк С-Морэ—2 м, Башня Эйфеля—300 м).



Черт. 49. Зависимость суточных колебаний температуры от широты места.

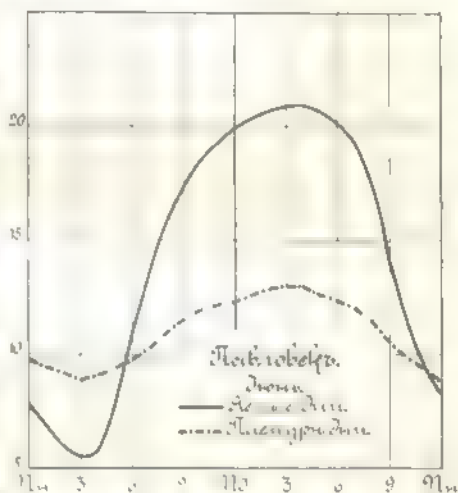
Так как амплитуда температурных колебаний зависит от величины insolации и излучения, то на величину ее для суточных колебаний температуры должны оказывать влияние также условия, которые влияют на величину радиации: высота полуденного солнца, продолжительность дня и прозрачность воздуха. *Суточные амплитуды температурных колебаний на земной поверхности по этому на экваторе должны быть наибольшими, так как там высота полуденного солнца наибольшая и день всегда равен ночи, на полюсах же они должны быть наименьшими, потому что там в течение 24 часов льют светить солнце, и высота его над горизонтом остается постоянною; зимою, — наоборот, в течение 24 часов в сутки солнце не восходит совсем над горизонтом; следовательно insolация здесь не меняется в течение суток.*

На черт. 49 представлены суточные колебания температуры в различных точках земной поверхности в среднем за год; здесь явственно видно, что для стран полярных эти колебания действительно очень велики (напр. Мелкая Губа), тогда как для стран, более близких к экватору (напр. Вукусь), они уже значительно больше.

Величина суточных колебаний температуры для данного мѣста будетъ, очевидно, наибольшою тогда, когда разность высотъ солнца надъ горизонтомъ въ течение сутокъ будетъ наибольшая, т. е. когда высота полуденнаго солнца наибольшая, въ среднихъ широтахъ лѣтомъ, — наименьшая — зимою.

Черт. 47 ясно представляетъ, какъ мѣняется величина суточных колебаний температуры для Барнаула въ течение года; лѣтомъ (Іюнь) амплитуда температурныхъ колебаний за сутки достигаетъ 11°, зимою (Декабрь) она падаетъ до 3°—4°.

Всѣ условія, ослабляющія инсоляцію, отзовутся, конечно и на величинѣ суточных колебаний температуры воздуха. Поэтому на величину суточных колебаний температуры сильное влияние окажетъ облачность: облака, поглощая лучистую энергію, посылаемую солнцемъ, защищаютъ земную поверхность отъ сильнаго нагрѣвания днемъ, охлаждающаго — ночью. *Чѣмъ больше при прочихъ равныхъ условіяхъ облачность, тѣмъ меньше должна быть амплитуда суточныхъ колебаний температуры.*

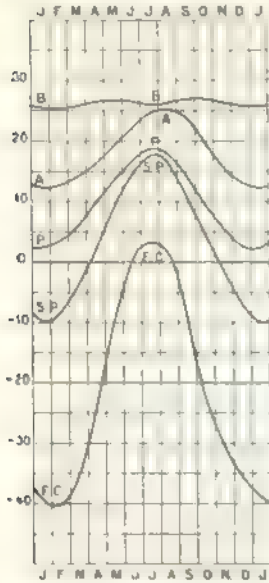


Черт. 50. Зависимость суточных температурныхъ колебаний отъ облачности (по Годману).

Чертежъ 50 даетъ для іюня суточный ходъ температуры въ Назловскѣ (близъ Петербурга) въ ясные и пасмурные дни, на немъ ясно видно, что амплитуда температурныхъ колебаний за сутки въ ясный, безоблачный июньскій день достигаетъ 15°, тогда какъ въ пасмурный она не болѣе 4°, тоже наблюдается и въ декабрь: соответственныя амплитуды — 5½° и 1°. По изслѣдованіямъ Анго амплитуду температурныхъ колебаний можно считать прямо пропорціональною облачности.

Годовой ходъ измененийъ температуры подобенъ суточному. Въ немъ *наибольшая и наименьшая температуры для данного пункта также не совпадаютъ съ наибольшею и наименьшею разницей*: такъ максимумъ температуры въ среднихъ широтахъ бываетъ въ іюлѣ, а минимумъ въ январѣ. Этотъ фактъ находитъ себѣ полное объясненіе въ тѣхъ обстоятельствахъ, которыя въ суточномъ ходѣ температуры заставляютъ моменты наступленія наивысшихъ и наинизшихъ температуръ запаздывать сравнительно съ моментомъ наибольшей и наименьшей инсоляціи.

Амплитуда годовых колебаний т. е. разность между наивысшею и наименшею среднею суточною температурою ¹⁾ тоже изменяется съ широтой, но обратно суточному ходу; она на экваторе наименшая, а на полюсь наибольшая. Это совершенно понятно, если вспомнить, что на экваторе день всегда равен ночи а полуденное зенитное расстояние солнца в течение года не увеличивается болѣе 23° (въ солнцестоянн), следовательно отъ сутокъ къ суткамъ измѣненн инсоляцн не велики. Въ средних широтахъ продолжительность дня, а съ нимъ и инсоляцн, мѣняется въ течение года, и тѣмъ болѣе, чѣмъ дальше мѣсто наблюдени отъ экватора; точно также и полуденное зенитное расстояние солнца колеблется на 47° въ течение года; на полюсахъ день и ночь уже продолжаются 6 месяцевъ.



Черт. 51. Зависимость годовых колебаний температуры от широты

На черт. 51 нанесены кривыя температурныхъ колебаний въ течение года для нѣсколькихъ пунктовъ. Верхняя кривая даетъ измѣненн температуры за годъ для Батави (обозначена буквою В), затѣмъ идутъ кривыя для Алжира (А), Парижа (Р.), С.-Петербурга (S, P) и форта Конджеръ (F. С — на крайнемъ сѣверо-западѣ Гренландн). Въ Батави (7° ю. ш.) температура мѣняется въ течение года всего на 2° , тогда какъ въ фортѣ Конджеръ ея годовыя колебания достигаютъ 4° .

Чрезвычайно нагляднымъ приемомъ для изображенн суточныхъ и годовыхъ колебаний температуры въ какомъ-либо пунктѣ земной поверхности являются системы изоплетъ (стр. 22, 71). Для построения этихъ изоплетей вычисляютъ изъ многолѣтнихъ ежечасныхъ наблюдений данной станцн среднюю температуру для каждаго часа дня за каждый мѣсяць, наносятъ полученныя цифры на графленую бумагу, откладывая часы дня по ординатамъ, мѣсяцы по абсциссамъ, и одинаковыя температуры соединяютъ непрерывными линями. Черт. 52 представляетъ такія изоплеты для Нерчинскаго завода (вост. Сибирь, 51° с. ш.), гдѣ и суточные, и годовыя колебания температуры очень велики. Совершенно обратное показываютъ изоплеты Батави (7° ю. ш., черт. 53), здѣсь годовая амплитуда — всего 2° , а суточная достигаетъ 7° , т. е. для экваториальной станцн получаемъ большую суточную амплитуду и малую годовую.

Чрезвычайно нагляднымъ приемомъ для изображенн суточныхъ и годовыхъ колебаний температуры въ какомъ-либо пунктѣ земной поверхности являются системы изоплетъ (стр. 22, 71). Для построения этихъ изоплетей вычисляютъ изъ многолѣтнихъ ежечасныхъ наблюдений данной станцн среднюю температуру для каждаго часа дня за каждый мѣсяць, наносятъ полученныя цифры на графленую бумагу, откладывая часы дня по ординатамъ, мѣсяцы по абсциссамъ, и одинаковыя температуры соединяютъ непрерывными линями. Черт. 52 представляетъ такія изоплеты для Нерчинскаго завода (вост. Сибирь, 51° с. ш.), гдѣ и суточные, и годовыя колебания температуры очень велики. Совершенно обратное показываютъ изоплеты Батави (7° ю. ш., черт. 53), здѣсь годовая амплитуда — всего 2° , а суточная достигаетъ 7° , т. е. для экваториальной станцн получаемъ большую суточную амплитуду и малую годовую.

1) Такъ какъ среднн температуры для каждаго сутокъ за много лѣтъ наблюдений существуютъ и вычислены для очень немногихъ станцнй, то довольствуются разностью между наибольшей средней месячною и наименьшею. Этнмъ способомъ вѣрнѣе указать амплитуду годовыхъ колебаний, но онъ можетъ однако сильно отличаться отъ вычисленной по среднимъ температурамъ сутокъ

Все, до сих поръ сказанное о періодическихъ колебаніяхъ температуры, относилось къ слоямъ воздуха, близкимъ къ земной поверхности. — можно сказать, — почти непосредственно прилегающимъ къ дѣятельному, принимающему лучистую звернюю слою. Понятіе о томъ, какъ далеко проникаютъ эти періодическія измѣненія температуры въ болѣе высокіе слои атмосферы, даютъ наблюденія на шарахъ-зондахъ и отчасти на змѣяхъ.



Черт. 52. Термоизоплеты для Нижневскаго завода.

Изъ наблюденій этихъ вытекаеть, что температурныя колебанія суточного и годового періода, — особенно послѣднія, достигаютъ значительныхъ высотъ.

Наблюденія, произведенныя въ Трапизъ (около Парижа), дали основаніе Тейссеранъ де Борю въ слѣдующей таблицѣ опредѣлить амплитуду суточныхъ температурныхъ колебаній (въ среднемъ болѣе, чѣмъ изъ 200 поэмевъ)

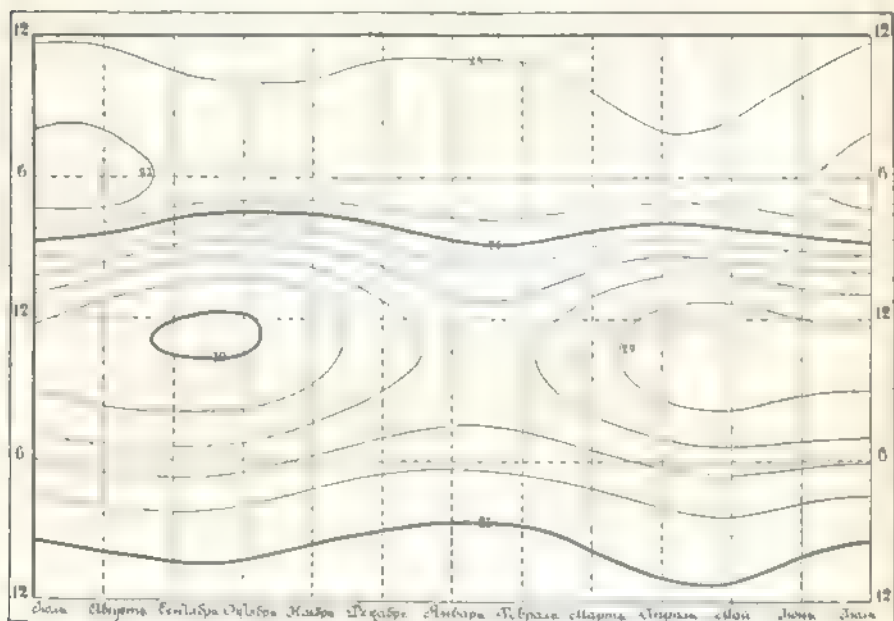
высота н. у. м. въ метр.	0	50	100	500	1.000
амплитуда сут. кол.	11.6	9.9	9.23	2.4	0.17

Слѣдовательно, на высотѣ болѣе 1 км. надъ земною поперхностью онѣ еще достигаютъ болѣе, чѣмъ 0.01 той величины амплитуды, которая наблюдается у земной поверхности.

Что касается до годовыхъ колебаній температуры, то уже по таблицѣ Лифрѣ (стр. 112), выведенныхъ изъ наблюденій на шарахъ-зондахъ и змѣяхъ

видно, что на высотах болѣе 10 км. н. у м. амплитуда годовых колебаній температуры—не менѣе 10°.

Изъ наблюдений ясно, такимъ образомъ, что амплитуды периодическихъ колебаній температуры убываютъ вверхъ,—въ толщѣ атмосферы,—медленнѣе, чѣмъ можно было полагать на основаніи теоретическихъ соображеній. Причинъ этого, однако, совершенно повѣтна: при теоретическихъ разсужденіяхъ не принимались во вниманіе восходящіе и нисходящіе потоки,—вообще коннекционные движенія атмосферы. Въ дѣйствительности эти потоки настолько удовлетворительно перемежаются различными слоями воздуха, что даже на значительныхъ высотахъ температурныя колебанія годового періода оказываются еще очень велики.



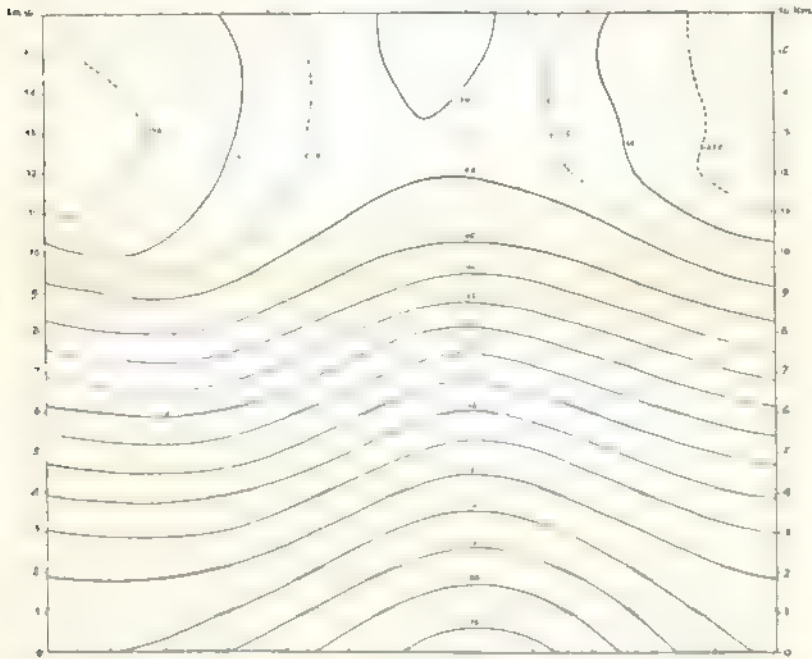
Черт. 53. Термоизоплеты для Батавии.

Черт. 54 дастъ для иллюстраціи выше сказаннаго изоплеты температуръ воздуха до высоты 16 км. на основаніи наблюдений на шарахъ-зондахъ для средней Европы.

Наблюдения на шарахъ зондахъ обнаружили, впрочемъ, не только значительныя периодическія колебанія температуры на большихъ высотахъ надъ поверхностью земли. Они опредѣленно совершенно показали, что *непериодическія* колебанія температуры также не ограничиваются однимъ только нижнимъ слоемъ атмосферы: въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы *непериодическія* колебанія температуры значительно сильнѣе колебаній периодическихъ во-первыхъ, а во-вторыхъ всѣ *непериодическія* колебанія температуры въ нижнихъ слояхъ отражаются въ очень сильной степени и на болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

Наконецъ, чтобы кончить съ вопросомъ о періодическихъ колебаніяхъ температуры, остается замѣтить, что явленіе это, отличающаея чрезвычайно правильнымъ ходомъ измѣненій, легко можетъ быть выражено аналитически формулою Ламберта-Бесселя (стр. 23—24) въ видѣ волны съ суточнымъ и полусуточнымъ періодомъ.

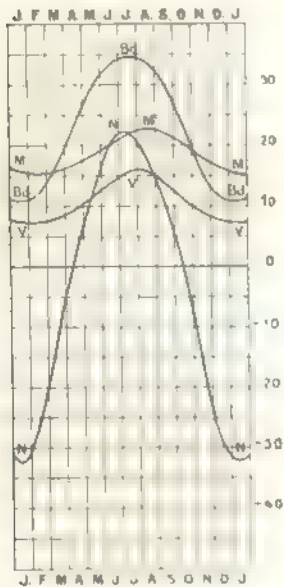
Д. Я. Ф. М. А. М. І. І. А. С. О. Н. Д.



Черт. 54. Изоплеты годового хода температуры воздуха на высотахъ земли до высоты 16 км. по Вегенеру.

35. Вліяніе мѣстныхъ условій на періодическія колебанія температуры воздуха. На періодическія колебанія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ атмосферы, будутъ-ли то колебанія суточного или годового періода, не могутъ оставаться безъ вліянія различныхъ мѣстныхъ условій. Условіями, измѣняющими или, правильнѣе, возмущающими извѣстнымъ образомъ эти колебанія температуры, являются различныя физическія свойства суши и воды или топографическія особенности. — особенности рельефа пунктовъ наблюденія. Эти факторы, измѣняя извѣстнымъ образомъ свойства дѣятельнаго слоя, этимъ самымъ опредѣляютъ уже и періодическій объемъ энергии въ прилегающихъ къ этому слою массахъ воздуха. Совершенно особнякомъ отъ этихъ мѣстныхъ условій стоитъ такой факторъ, какъ растительный покровъ, отъзвующій дневную поверхность суши.

Главнейшим из местных условий будет близость или отдаленность от пункта наблюдения больших водных поверхностей. В силу того, что вода отливается наибольшею теплоемкостью среди других тел, она должна, как уже было указано (стр. 82), нагреваться и охлаждаться менее, чем суша. Затем подвижность воды, способствуя обмену водами различных слоев при инсоляции и излучении или вследствие чисто механических причин (ветер, волнение), уменьшает в водных массах амплитуды температурных колебаний.



Черт. 55. Зависимость годовых колебаний температуры от близости к воде или от материкового положения.

Наконец, воздух над водными поверхностями всегда более богат водяными парами, поглощающими в значительной степени лучистую энергию, посылаемую на землю солнцем. Все эти причины вызовут на водных поверхностях, а затем и в воздухе над ними меньшее, чем на суше, нагревание при инсоляции и меньшее охлаждение при излучении, т. е. при преобладании инсоляции воды и воздуха над нею всегда будут господствовать суши и притягивающую к ней энергию, при преобладании излучения — тепла. Поэтому и суточные, и годовые колебания температуры в поверхностном слое воды, — а следовательно и в воздухе, над нею находящемся, будут меньше, чем на суше. Так как почти $\frac{1}{2}$ земного шара покрыты водою, притом весьма неравномерно распределенною по земной поверхности, то само собой понятно, что в зависимости от преобладания воды или суши периодические изменения в круговоротъ тепловой энергии должны оказаться весьма неоднородными в различных точках земной поверхности.

На черт. 55 нанесены для различных пунктов земного шара ряд кривых, иллюстрирующих влияние воды и материков (по Анго) на годовой ход температуры. Для чертежа выораны попарно две группы станции Багдадъ (в юго западной Азии, кривая Vd) и Фунчалъ (на о. Мадейръ, — кривая M) — обе приблизительно на одной широте меньше 45°, затем Ваденсия (на о. Ирландии, кривая V) и Иерчинскъ (въ вост. Сибири, — кривая N) — широты больше 45°. Багдадъ и Иерчинскъ, расположенные вдали от водных поверхностей, на материке Азии, имеют несравненно больше годовые температурныя колебания, нежели Фунчалъ и Ваденсия, расположенныя на неболь-

ших сравнительно островахъ, окруженныхъ огромными водными пространствами.

На величину суточныхъ колебаній температуры имѣютъ не маловажное вліяніе затѣмъ и условия мѣстнаго рельефа. Если представить себѣ котловину окруженную со всѣхъ сторонъ горами, то въ ней и надъ ней днемъ воздухъ, вълѣдствіе конвекціонныхъ токовъ, имѣетъ возможность перемѣшиваться, ночью, когда, при излучении, воздухъ надъ окружающими скатами сильно охладится, то вълѣдствіе своей большей плотности онъ будетъ скатываться въ котловину; холодный воздухъ, наиболѣе плотный, скопляясь въ котловинѣ, будетъ здѣсь еще болѣе охлаждаться излученіемъ; поэтому *здесь суточные колебанія будутъ болѣе сильныя*. На холмахъ напротивъ, такъ какъ ночью холодный воздухъ будетъ скатываться по склонамъ, температурныя колебанія *будутъ значительно слабѣе*.

Еще болѣе вліянія на периодическіи обмѣнъ тепловой энергіи для даннаго пункта оказываетъ положеніе этого пункта въ гористыхъ мѣстностяхъ. Въ самомъ дѣлѣ положеніе пункта наблюденія на отдѣльно возвышающейся горѣ или нагорьѣ приведетъ въ сущности къ слѣдующему. Толщина атмосферы, а слѣдовательно и длина проходимого лучами въ этой атмосферѣ слоя здѣсь уменьшается на высоту наблюдательнаго пункта, при этомъ выпадаетъ именно наиболѣе плотный, влажный и богатый пылью слой атмосферы, гдѣ поглощеніе лучей — наибольшее. Поэтому ясно, что инсоляция на горѣ или нагорьѣ при прочихъ равныхъ условияхъ должна быть интенсивнѣе, чѣмъ у подножія горы, но параллельно съ этимъ, — и при томъ въ значительно большей степени, — погратеть и потеря тепла излученіемъ. Отсюда — вообще *на горахъ и нагорьяхъ, болѣе низка, чѣмъ на соответствующимъ высотамъ въ свободной атмосферѣ температуры*.

Далѣе, такъ какъ движенія атмосферы (вѣтры) съ высотой увеличиваются, то вълѣдствіе этого на отдѣльно стоящихъ горахъ воздухъ, постоянно съ значительною скоростью обмѣняваемый вѣтромъ надъ дѣятельнымъ слоемъ, не имѣетъ возможности достаточно нагрѣться или охладиться. Поэтому *амплитуда температурныхъ колебаній на отшельно стоящихъ горахъ сравнительно меньше, чѣмъ на тѣхъ же высотахъ въ излучинной горамъ долинь или на нагорьяхъ, гдѣ отсутствуетъ или совершается съ несравненно меньшими скоростями обмѣнъ воздуха надъ дѣятельнымъ слоемъ*. Въ окруженной горами долинь и въ еще болѣеи степени на нагорьѣ или горной возвышенности въ силу указанныхъ выше причинъ *при болѣе*

низкой, чѣмъ на соответствующимъ высотамъ въ свободной атмосферѣ средней годовою температуръ амплитуда суточныхъ и годовыхъ температурныхъ колебани весьма значительнее, чѣмъ на отдаленно стоящихъ горахъ или въ свободной атмосферѣ.

Сказанное находитъ себѣ полное подтвержденіе въ наблюденіяхъ горныхъ станцій.

Слѣдующая табличка даетъ пріямъ для трехъ пунктовъ, лежащихъ почти на одной высотѣ, но различныхъ по топографическимъ условиямъ. Изъ нихъ Риги (Швейцарія)—отдѣльная гора, Зильст-Марія—нагорье (Энгадинъ, — вост. Швейцарія), Денверъ (сти нагорье въ Скалистыхъ горахъ С. Америки).

Мѣсто наблюденія:

	Зильст-М.	Риги.	Денверъ-С.
высота н. у. м. въ м.	1810	1784	1600
Январь.	—8.01	—4.06	—3.05
Іюль	11.02	9.09	22.01
амплитуда.	19.03	14.05	25.06

Наблюденія на шарѣ зоннахъ и зѣблахъ показали, какъ уже было сказано (стр. 112), что рѣдѣяясь температурѣ по вертикали, а следовательно и вертикальныя температурныя градиенты въ атмосферѣ мѣняются въ зависимости отъ времени года или сутокъ. Регулярныя наблюденія на горныхъ станціяхъ, Эйфровой бѣлѣ и г. н., какъ и должно было ожидать, обнаружили уже совершенно правильныя вертикальскія измѣненія суточного и годового періода для величины вертикальнаго температурнаго градиента. Всѣ эти данныя согласно показываютъ, что наибольшая величина этого градиента въ течение сутокъ падаетъ, какъ и максимумъ температуры, какъ и должно было ожидать, на околопозднечные или послѣпозднечные часы, наименьшая на утренне, наибольшая и наименьшая величины наступаютъ гѣмъ позднѣе, чѣмъ дальнѣе наблюдаемый слой отъ уровня моря, т. е. чѣмъ выше отъ земли пунктъ наблюденія.

Такъ напр. при наблюденіяхъ на Зоннблэкѣ (Швейцарія) между 1500 и 2000 м. въ среднемъ годовомъ для суточныхъ колебанія вертикальнаго температурнаго градиента получались величины:

часы:	Пв.	4	8	Пд.	4	8	Ср.
градіентъ:	0.56	0.54	0.65	0.79	0.68	0.58	0.63

Слѣдовательно въ дѣйствительности и здѣсь видно подтвержденіе того, что суточные колебанія температуры должны быть гѣмъ меньше, чѣмъ выше пунктъ наблюденія.

Точно также въ годовыхъ измѣненіяхъ вертикальнаго температурнаго градиента наибольшая величина падаетъ на мѣсяцы Май—Іюль, наименьшая—на Декабрь—Февраль. Такъ напр. для годовыхъ колебаній этого градиента на томъ же Зоннблэкѣ получились величины:

И.	Ф.	М.	А.	М.	І.	І.	А.	С.	О.	Н.	Д.	Годъ.
(въ сотыхъ доляхъ градуса)												
55	60	63	69	74	75	73	72	67	60	57	55	65

И эти цифры для годового хода вертикального градиента ясно говорят об уменьшении амплитуд годовых колебаний температуры съ возрастаниемъ высоты.

На отдѣльныхъ горахъ, гдѣ обѣтъ воздуха сильнѣе, и температурный вертикальный градиентъ больше, чѣмъ въ долинахъ или даже въ свободной атмосферѣ. При вѣтренной погодѣ оль также больше, чѣмъ при тихой, при ясной меньше, чѣмъ при пасмурной. Различіе это особенно рѣзко зимою, когда при интензивномъ излученіи съ поверхности почвы преобладающее значеніе получаютъ инверзіи температуры.

Всѣ эти факты стоятъ въ полномъ согласіи съ тѣмъ, что уже было сказано о периодическихъ измѣненіяхъ температуры въ горахъ и нагорьяхъ.

Если сопоставить теперь все, сказанное выше, то, основываясь на суточныхъ и годовыхъ колебаніяхъ температуры, каковыя являются однимъ изъ главнѣйшихъ климатическихъ факторовъ, опредѣляющихъ характеръ измѣненій погоды, можно подраздѣлить различныя районы земной поверхности въ *климатическомъ отношеніи* слѣдующимъ образомъ. Можно назвать климаты:

1) *полярнымъ* при малыхъ суточныхъ амплитудахъ температуры и большихъ годовыхъ — какъ въ вышерассмотренныхъ примѣрахъ фортъ Конджеръ, Малая Губа);

2) *экваториальнымъ* или *тропическимъ* при большихъ сравнительно суточныхъ амплитудахъ и малыхъ годовыхъ (Багамы).

3) *климаты средней широты* будутъ имѣть какъ суточные, такъ и годовыя колебанія температуры то большими, то малыми, въ зависимости отъ мѣстныхъ условій (С.-Петербургъ, Парижъ, Ашкери, Екатеринбургъ, Пермишанъ заповѣ).

Собственно мѣстными условіями можно считать климаты *континентально-полярныя*, если суточные и годовыя колебанія температуры очень велики (Владивъ, Пермскскъ, Якутскъ).

морская, если и тѣ, и другія колебанія невелики (Мадейра, Валенсія);

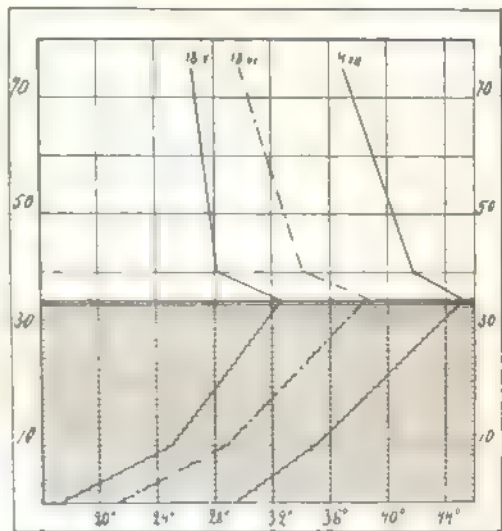
климаты горъ и нагорій отличается отъ предыдущихъ двухъ тѣмъ, что при сравнительно низкихъ среднихъ температурахъ амплитуды температурныхъ колебаній сравнительно велики на нагорьяхъ и относительно меньше на отдѣльныхъ горахъ, чѣмъ на тѣхъ же высотахъ въ свободной атмосферѣ.

3б. **Вліяніе растительнаго покрова на температуру нижнихъ слоевъ воздуха.** Въ время высолѣдкія при отсутствіи растительнаго покрова солнечныя лучи поглотаются поверхностью почвы, которая такимъ образомъ оказывается дѣятельнымъ слоемъ; здѣсь и будетъ наибвысшая температура, температура же воздуха вверху отъ этого дѣятельнаго слоя будетъ убывать по вертикали; при полученіи явленіе будетъ обратное. Но условія распределения темпера-

туры по вертикали въ нижнихъ слояхъ воздуха могутъ совершенно измѣниться, если земная поверхность одѣта растительнымъ покровомъ. При наличности достаточно густого растительнаго покрова лучистая энергия уже не достигнетъ до почвы, а поглотится и будетъ трансформироваться въ тепловую встрѣчаемую преградою, листовую поверхность, отѣвляющую поверхность почвы плотнымъ, болѣе или менѣе непроницаемымъ для лучистой энергiи слоемъ; следовательно въ этомъ случаѣ здѣсь, *на поверхности листьвы*, температура должна быть наивысшею и постепенно убывать вверхъ по вертикали. Температура этого *активного растительнаго* слоя будетъ, при прочихъ равныхъ условiяхъ, ниже температуры поверхности непокрытой почвы, потому что 1) дѣятельная поверхность покрова, состоящая изъ множества складчатыхъ, покрытыхъ волосками листьевъ, гораздо больше, чѣмъ поверхность непокрытой почвы; поэтому одно и то же количество лучистой энергiи должно распределиться на болѣеи поверхности при наличности растительнаго покрова, чѣмъ при его отсутствii, а следовательно и температура первая должна быть ниже. 2) растительный покровъ отражаетъ болѣе лучистой энергii, чѣмъ поверхность почвы, 3) лучистая энергия тратится растительнымъ покровомъ на физиологическiю процессы и особенно испаренiе; наконецъ 4) и теплоемкость листа, содержащаго большiя количества воды, будетъ велика сравнительно съ теплоемкостью почвы. Температура на поверхности растительнаго покрова такимъ образомъ будетъ меньше, чѣмъ на поверхности непокрытой почвы при наличности инсоляци; *кривая измѣненiя температуры по вертикали будетъ поэтому медленнѣе падать вверхъ, чѣмъ при отсутствii покрова*. Слой воздуха, находящiйся подъ поверхностью листьвы, будетъ получать тепло только отъ лежащаго надъ нимъ дѣятельнаго растительнаго слоя путемъ излученiя и теплопроводности. Такъ какъ болѣе нагрѣтые слои при этомъ будутъ на некоторой высотѣ, то внизу равновѣсiе будетъ устойчивое, возможность перемѣшиванiя слоевъ конвекционными токами поэтому исключается. Вѣдствие этихъ причинъ нагрѣванiе слоя воздуха, лежащаго между поверхностью растительнаго покрова и поверхностью почвы, будетъ невелико, и температура будетъ отъ поверхности листьвы къ поверхности почвы падать. *При инсоляци поэтому наивысшая температура будетъ на поверхности листьвы, а отсюда вверхъ и внизъ по вертикали будетъ убывать* (черт. 56).

При излученiи явленiе будетъ обратное, такъ какъ излучающею поверхностью опять будетъ поверхность листьвы, то, слѣдова-

тельно, здѣсь теперь должна быть и температура наимызшая. Поверхность почвы будет защищена отъ излученія: пѣкоторое пониженіе температуры воздуха подъ листовою вызовется только охлажденіемъ вслѣдствіе теплопроводности и пережѣшиваніемъ воздушныхъ слоевъ вслѣдствіе неустойчиваго равновѣсія (болѣе холодный воздухъ теперь въ этомъ слоѣ будетъ надъ листовою поверхностью); но пониженіе это будетъ значительно меньше пониженія температуры вслѣдствіе излученія на поверхности листьевъ. Слѣдовательно при излученіи наимызшая температура должна быть на поверхности листа и въ обѣ стороны по вертикали отсюда будетъ двучливатъя кривая получится перевернутою въ обратную сторону, чѣмъ при инсоляціи, но съ переломомъ на поверхности листа (черт. 57). Амплитуда суточныхъ температурныхъ колебаній будутъ наибольшими у поверхности растительности, а отсюда и вверхъ, и внизъ онѣ должны быстро убывать.



Черт. 56. Измѣненіе температуры съ высотой въ дневные часы на 11 куртаную сосиску въ Боршова на выс. 35 см. на листъ въ Боровомъ лѣснич., Самарск. губ.).

Наблюдения подтверждаютъ эти разсужденія: обѣ кривыя на черт. 56 и 57 взяты изъ непосредственныхъ наблюдений; слѣдующія таблички могутъ, кромѣ того, служить примѣромъ сказаннаго. Наблюденія были сдѣланы на 11 очень густымъ покровомъ изъ обыкновенныхъ мажетокъ *Alchemilla vulg.* Въ дневные часы распредѣленіе температуры было:

Наблюдения подтверждаютъ эти разсужденія: обѣ кривыя на черт. 56 и 57 взяты изъ непосредственныхъ наблюдений; слѣдующія таблички могутъ, кромѣ того, служить примѣромъ сказаннаго. Наблюденія были сдѣланы на 11 очень густымъ покровомъ изъ обыкновенныхъ мажетокъ *Alchemilla vulg.* Въ дневные часы распредѣленіе температуры было:

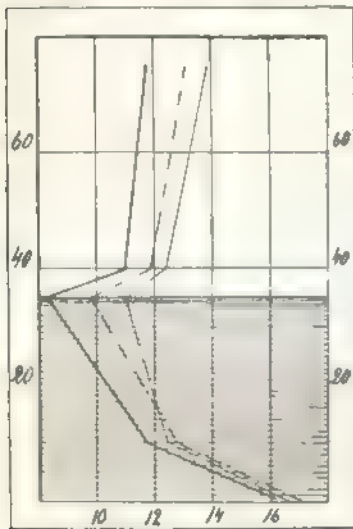
температуры надъ мажетками . .	высоты надъ поверхностью почвы въ см.						
	(пов. п.) 0	10	(пов. раст.) 25	30	50	120	320
	25.8	27.1	32.5	27.2	26.7	26.6	25.2

Надъ мажетками максимумъ температуры—явно на поверхности растительности (высота 25 см.), а поверхность почвы на 7⁰.0

холодилье поверхности растительности. Въ вечерніе и ночные часы при тѣхъ же совершенно условіяхъ было:

температуры надъ манжетками . . .	высоты надъ поверхностью почвы въ см.						
	(пов. п.)	(пов. раст.)					
	0	10	20	30	50	75	320
	4.2	3.0	1.4	2.3	3.4	3.8	3.8

На черт. 44 и 45 также можно видѣть, что поверхность растительнаго покрова въ томъ случаѣ, когда она достаточно плотнымъ войлокомъ прикрываетъ земную поверхность отъ излученія и инсоляціи, дѣйствительно является дѣятельнымъ слоемъ т. е. областью максимальныхъ при инсоляціи, минимальныхъ при излученіи температуръ, отъ которой уже и вверхъ и внизъ и передаются постепенно температурныя измѣненія. На черт. 45 особенно хорошо видно, что поверхность почвы при наличности растительнаго покрова изъ сосенокъ дѣйствительно перестала играть роль дѣятельнаго слоя и ея роль перешла на цѣло къ поверхности растительнаго покрова.



Черт. 57 Измѣненія температуры ночью надъ тѣмъ же куртивою сосенкомъ.

Всѣ эти чертежи и цифры показываютъ дѣйствительно, что при спокойномъ воздухѣ и безоблачномъ небѣ температура на поверхности листы можетъ различаться отъ температуры на 2—3 метрахъ надъ поверхностью почвы на 8—10°. Если растительный покровъ не сплошной, а рѣдкій, то часть лучистой энергіи будетъ проникать до почвы, и разсмотрѣнныя явленія будутъ наблюдаться не въ такомъ чистомъ видѣ, какъ при сплошномъ покровѣ; они представляютъ переходъ къ явленіямъ, имѣющимъ мѣсто тогда, когда покровъ растительный на почвѣ совсѣмъ отсутствуетъ.

То, что сказано выше относительно травяного растительнаго покрова, вполне приложимо и къ такому фактору, какъ лѣсъ. Въ самомъ дѣлѣ, — какую разницу можетъ внести въ распредѣленіе температуръ по вертикали то обстоятельство, что растительный покровъ достигаетъ значительно большей высоты и большей мощности, чѣмъ обыкновенный травяной покровъ? Все измѣненіе въ

2

3

этомъ распредѣленіи въ случаѣ лѣса сведется, очевидно, только къ тому, что дѣятельная, поглощающая или излучающая тепло поверхность будетъ теперь поднята на большую высоту надъ поверхностью почвы; вслѣдствіе этого увеличится толщина слоя воздуха, заключающагося между дѣятельною поверхностью и поверхностью почвы. Къ этому можно еще прибавить, что дѣятельная поверхность не будетъ для лѣса представлять собою такую сравнительно ровнаго горизонтальнаго слоя, — какъ въ случаѣ не высокаго травяного покрова. Но это будутъ, очевидно, детали, которыя однако не измѣнятъ и не могутъ внести существенныхъ измѣненій въ распредѣленіе температуръ по вертикали при наличности растительнаго покрова.

Такимъ образомъ нужно ожидать, что наибольшія по вертикали амплитуды температурныхъ колебаній будутъ теперь надъ кронами деревьевъ или вблизи ихъ, тогда какъ въ массѣ лѣса они должны быть значительно сглажены сравнительно съ слоями воздуха надъ вершинами деревьевъ или съ массаю воздуха на такихъ же высотахъ внѣ лѣса. На лѣсныхъ прогалинахъ и полянахъ амплитуды температурныхъ колебаній должны быть особенно рѣзки и велики; здѣсь — па лицо условія благоприятствующія застояванію воздуха и уменьшающія его обмѣнъ съ окружающими мѣстностями. Среди древесныхъ кронъ амплитуды температурныхъ колебаній должны быть значительнѣе, чѣмъ — ближе къ почвѣ, между стволами деревьевъ, но меньше, чѣмъ надъ деревьями или на лѣсныхъ полянахъ. Вліяніе лѣса на температуру воздуха выразится, очевидно, тѣмъ рѣзче, чѣмъ больше будутъ вообще амплитуды температурныхъ колебаній т. е. чѣмъ континентальнѣе климатъ лѣсистой мѣстности.

Наблюденія подтверждаютъ указанное вліяніе лѣса на температуру воздуха. При наличности инсоляци лѣсъ всегда имѣетъ болѣе низкую температуру, чѣмъ соедѣнія безлѣсныхъ мѣстности; при излученіи въ зависимости отъ густоты кронъ, можетъ быть и обратное.

Такъ напр. при наблюденіяхъ на Австрійскихъ лѣсныхъ опытныхъ станціяхъ оказалось, что въ буковомъ лѣсу подъ и надъ кронами деревьевъ и на открытомъ полѣ въ соедѣствіе для воздуха получились разности температуръ (поле — лѣсъ, кроны на высотѣ между 11 и 15.5 метр., ближе къ послѣдней):

высоты надъ поверхностью почвы въ м.	5	11	15.5
утромъ	1° 67	0° 85	—1° 2
ночью	1.42	1.70	1.77

т. е. подъ кронами лѣсъ все время холоднѣе поля вблизи, надъ кронами — днемъ теплѣе, ночью холоднѣе поля. На германскихъ опытныхъ станціяхъ

амплитуды температурныхъ колебаній въ лѣсу оказались на 3⁰ меньше, чѣмъ на соосѣдномъ полѣ. Тоже получено на русскихъ опытныхъ лѣсничествахъ (Боровое, Сам. губ.). Всѣ наблюденія этого рода, какъ и должно было быть, вполне опредѣленно говорятъ, что амплитуда температурныхъ колебаній — въ лѣсу наименьшая, наибольшая же на небольшихъ, опушенныхъ стѣнами лѣса лѣсныхъ полянахъ.

Вообще, если анализировать наблюденія надъ вліаніемъ лѣса на температуру нижнихъ слоевъ воздуха для даннаго пункта именно съ установленной выше, основной точки зрѣнія, то всѣ наблюденія этого рода даютъ полное подтвержденіе сказаннаго.

Въ сказанномъ вліаніи растительнаго покрова на температуру нижнихъ слоевъ воздуха входятъ себѣ объясненіе и явленія позднихъ весеннихъ и ранне-осеннихъ заморозковъ, наблюдаемыя нерѣдко на поверхности растительности, тогда какъ въ слояхъ воздуха, лежащихъ выше и ниже поверхности растительности, температура не понижалась до 0⁰. Такіе заморозки на поверхности растительности будутъ наблюдаться тѣмъ легче и тѣмъ чаще, чѣмъ лучше защищено мѣсто наблюденія отъ обмѣна воздуха. Въ этомъ отношеніи особенно обратили на себя вниманіе небольшія лѣсныя поляны ¹⁾. Въ какомъ небольшомъ слоеъ воздуха при этомъ лежитъ область низкихъ температуръ, можетъ показать одинъ примѣръ: 25 IX 905 наблюдались температуры въ лѣсномъ:

воздухъ на высотѣ 1.5 м. отъ почвы	20.3
на пов-рхн. растит. (густые кусты калины)	—1.1
поверхность почвы	5.0.

37. Цифры, характеризующія періодическій обмѣнъ тепла въ воздухѣ. Теперь остается привести еще нѣкоторыя цифры, характеризующія обмѣнъ тепла въ атмосферѣ. Въ упоминавшихся выше изслѣдованіяхъ Ломена и особенно Шуберта можно найти въ этомъ направленіи очень любопытныя данныя. Изъ работъ послѣдняго и заимствованы всѣ приведенныя ниже цифры.

Шубертъ изслѣдовалъ обмѣнъ тепла для воздуха на наблюденіяхъ въ Берлинѣ, для почвы по наблюденіямъ въ Эберсвальде (близъ Берлина), для воды по наблюденіямъ станцій Сѣвернаго и Нѣмецкаго морей. Имъ полученъ слѣдующій балансъ тепла для воздуха и въ прилегающихъ къ нему слояхъ почвы или воды. Табличка даетъ общее количество тепла, которое должно пройти за годъ черезъ каждый см.² поверхности, чтобы поднять температуру отъ наименьшей до наивысшей во всемъ столбѣ данной среды до того пункта, гдѣ исчезаютъ годовыя колебанія температуры. Это количество въ малыхъ калоріяхъ на см.³ будетъ:

суша (верхніе слои):

песчаная почва подъ сосновымъ лѣсомъ	1240
песчаная почва подъ травю	1850

¹⁾ Въ Германіи онѣ уже давно получили характерное названіе „Frostbeher“

воздух ¹⁾:

безъ тепла затраченнаго на испареніе.	2620
съ теплою, идущимъ на испареніе.	3600
воды морей: Нѣмецкаго и Сѣвернаго.	44000

Если принять за единицу количество тепла, проциркулировавшаго за годъ въ песчаной, лишеной покрова почвѣ, общій объёмъ тепла за годъ выразится въ относительныхъ цифрахъ:

для почвы въ сосновомъ лѣсу.	0.7
для воздуха безъ тепла на испареніе.	1.4
» » съ теплою испаренія	1.9
для водъ морей.	24.0

Въ періодическомъ его круговоротѣ этотъ объёмъ тепла выразится, если принять за единицу 100 мал. калорій на каждый см.², помѣсячно слѣдующимъ образомъ.

	Я.	Ф.	М.	А.	М.	І.	І.	А.	С.	О.	Н.	Д.
Почва	3.00	1.66	0.00	3.53	4.98	4.69	3.45	1.47	-1.33	3.86	-4.25	-3.93
Воздухъ (безъ тепла на испареніе)	3.2	0.9	2.5	5.9	7.7	6.8	3.1	1.1	4.5	5.9	5.6	-4.6
Воздухъ (съ теплою на испареніе)	-3.8	-0.7	3.0	8.4	10.8	9.2	3.7	2.7	-7.1	8.3	-7.4	-5.7
Воды	-40	9	25	79	115	139	81	6	94	123	115	-84

Изъ таблицы видно, что почва весной и лѣтомъ, сильно нагреваясь на поверхности (дѣятельный слой), посылаетъ немного тепла въ болѣе глубокіе слои, но много отдаетъ воздуху. Напротивъ воды, слабо нагреваясь съ поверхности, отдаетъ меньше тепла воздуху и больше его передаютъ въ глубокие слои. Осенью и зимою суша, охлаждаясь съ поверхности, очень немного тепла отнимаетъ отъ болѣе глубокихъ слоевъ, охлаждая въ тоже время сильно воздухъ, надъ нею находящийся, и отнимая отъ него при этомъ большія количества тепла. Воды наоборотъ отдають при охлажденіи много тепла изъ глубокихъ слоевъ, уменьшая этимъ охлажденіе своихъ поверхностныхъ слоевъ и лежащихъ надъ ними воздушныхъ массъ.

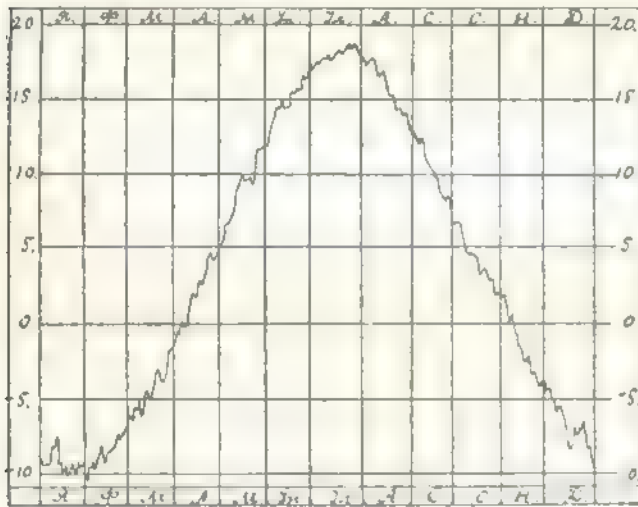
Если опять принять за единицу количество передаваемого почвою тепла, то можно слѣдующею табличкою выразить соотношеніе между соответствующими наибольшими приходомъ и расходомъ тепла въ суши, воздухѣ и водѣ. Эти относительные наибольшіе приходъ и расходъ тепла будутъ

	приходъ:	расходъ:
почва	1.0 (май)	1.0 (ноябрь)
воздухъ (безъ тепла на испареніе).	1.5 (май)	1.4 (октябрь)
» (съ теплою на испареніе).	2.2 (май)	2.0 (октябрь)
воды	28.0 (іюнь)	29.0 (октябрь).

Такимъ образомъ, дѣйствительно воды оказываются исключительной мощности резервуаромъ и регуляторомъ тепла.

¹⁾ Вся атмосфера до предѣла, считая за таковой высоту, гдѣ давленіе будетъ равно 0.

38. Географическое распределение температуръ въ нижнемъ слоеъ воздуха. Вліяніе мѣстныхъ причинъ, какъ было указано, можетъ существеннымъ образомъ отозваться на періодическіяхъ измѣненіяхъ температуры нижнихъ слоевъ воздуха. Поэтому, если желательно себѣ представить періодическій круговоротъ тепловой энергии на всей земной поверхности, то картина ея, въ силу этого разнообразія мѣстныхъ условий, — для всей земной поверхности, очевидно, должна быть сложная: земная поверхность настолько не однородна по своимъ физическимъ условіямъ, что сколько нибудь однообразную картину этого круговорота трудно себѣ и представить. Остается, значитъ, только на основаніи наблюдений попробовать нарисовать эту картину.



Черт. 58 Годовой ходъ температуры отъ зня къ зно для С.-Петербурга по 120-ти-лѣтнимъ среднимъ суточнымъ величинамъ температуры.

Наблюденія, слѣдя за всѣми измѣненіями погоды, даютъ однако періодическія измѣненія сильно искаженными вліяніемъ измѣненій неперіодическихъ. Эти послѣднія могутъ быть настолько велики и сильны, что совершенно затемнятъ картину измѣненій періодическихъ.

Чтобы по возможности исключить вліяніе неперіодическихъ измѣненій на періодическій круговоротъ тепловой энергии воздуха, приходится поэтому брать многолѣтнія среднія для температуры послѣдняго. Но тогда является вопросъ: за какой же длины срокъ должны быть взяты среднія, чтобы совершенно исключить неперіодическія измѣненія и найти вѣрную картину только однихъ періодическихъ колебаній температуры?

Черт. 58 показываетъ годовой ходъ температуры для С.-Петербурга въ среднемъ за 120 лѣтъ. Для его вычисленія и изображенія были взяты за 120 лѣтъ среднія температуры каждаго дня и затѣмъ, нанесенныя на графику, соеди

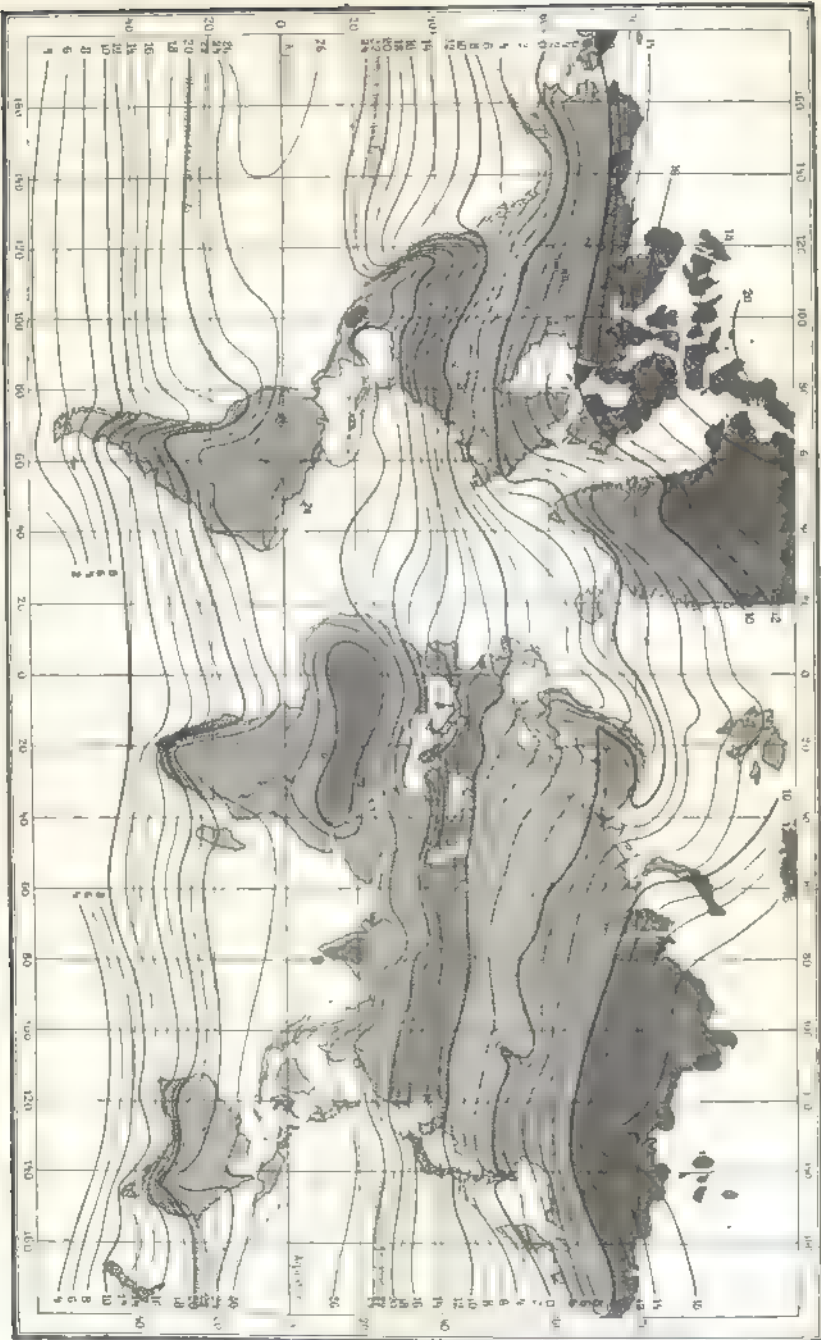
нены непрерывной кривой. Изъ чертежа видно, что даже и 120-лѣтній срокъ не вполне еще исключаетъ неперіодическія колебанія температуры воздуха для С.-Петербурга. Насколько велики могутъ быть такія неперіодическія колебанія не только для отдѣльныхъ дней, а даже въ среднемъ мѣсячномъ, показываютъ слѣдующія цифры.

Средняя температура Января для С.-Петербурга за 160 лѣтъ—9,93; въ 1814 г. она была—21,4, въ 1882 г.—1,4 колебанія достигаютъ даже въ средней мѣсячной 20° 0. Средняя температура Іюля здѣсь 17° 6, въ 1757 г. она была 23,92; въ 1878—+14° 0; колебанія достигаютъ 9,2. Въ среднемъ годовомъ температура С.-Петербурга 4 7, въ 1826 г. она достигла 6,73 т. е. на 2,03 выше нормы, въ 1809 г. она опустилась до 1,1 т. е. на 2,06 ниже нормы.

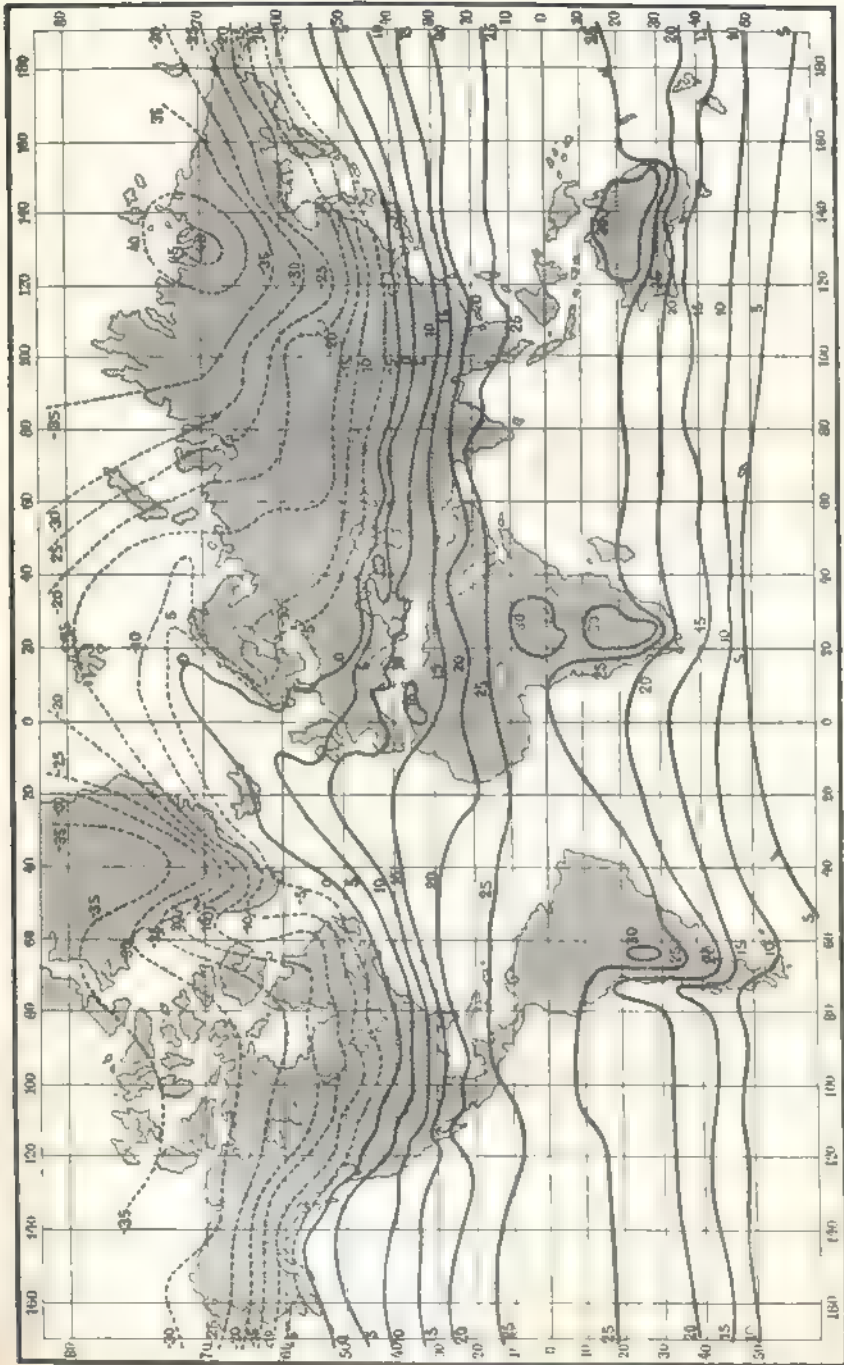
Изъ самаго смысла закона большихъ чиселъ ясно, что чѣмъ длиннѣе періодъ, за который взяты будутъ среднія, тѣмъ надежнѣе представленія о періодическомъ круговоротѣ тепловой энергии въ воздухѣ. Теорія вѣроятностей даетъ возможность опредѣлить, какой длины нуженъ періодъ, чтобы погрѣшности были меньше любой заданной величины, но вопросъ этотъ уже выходитъ изъ области элементарной метеорологіи.

Чтобы прослѣдить географическое распределеніе температуры въ нижнемъ слое воздуха, наносятся *многочисленныя срѣднія* за какой либо срокъ на географическую карту, и мѣста съ одинаковой температурой соединяются линіями; такія равнотемпературныя линіи называются *изотермами*. Само собою понятно, что температуры до нанесенія на карту должны быть приведены къ одному уровню, — обычно къ уровню моря. На картѣ черт. 59, даны построенныя такимъ образомъ изотермы года: на ней видно, что изотермы года не располагаются параллельно кругамъ широтъ, что мѣстами изотермы высоко поднимаются къ полюсамъ, мѣстами сильно опускаются къ экватору. Навысшія температуры представляютъ кольцеобразную область (*термическій экваторъ*), расположенную по сторонамъ 10° с. ш. и не совпадающую съ географическимъ экваторомъ. Области низшихъ температуръ расположены вблизи полюсовъ: въ сѣверномъ полушаріи эта область двумя широкими языками спускается на материкъ Азіи и Сѣв. Америки.

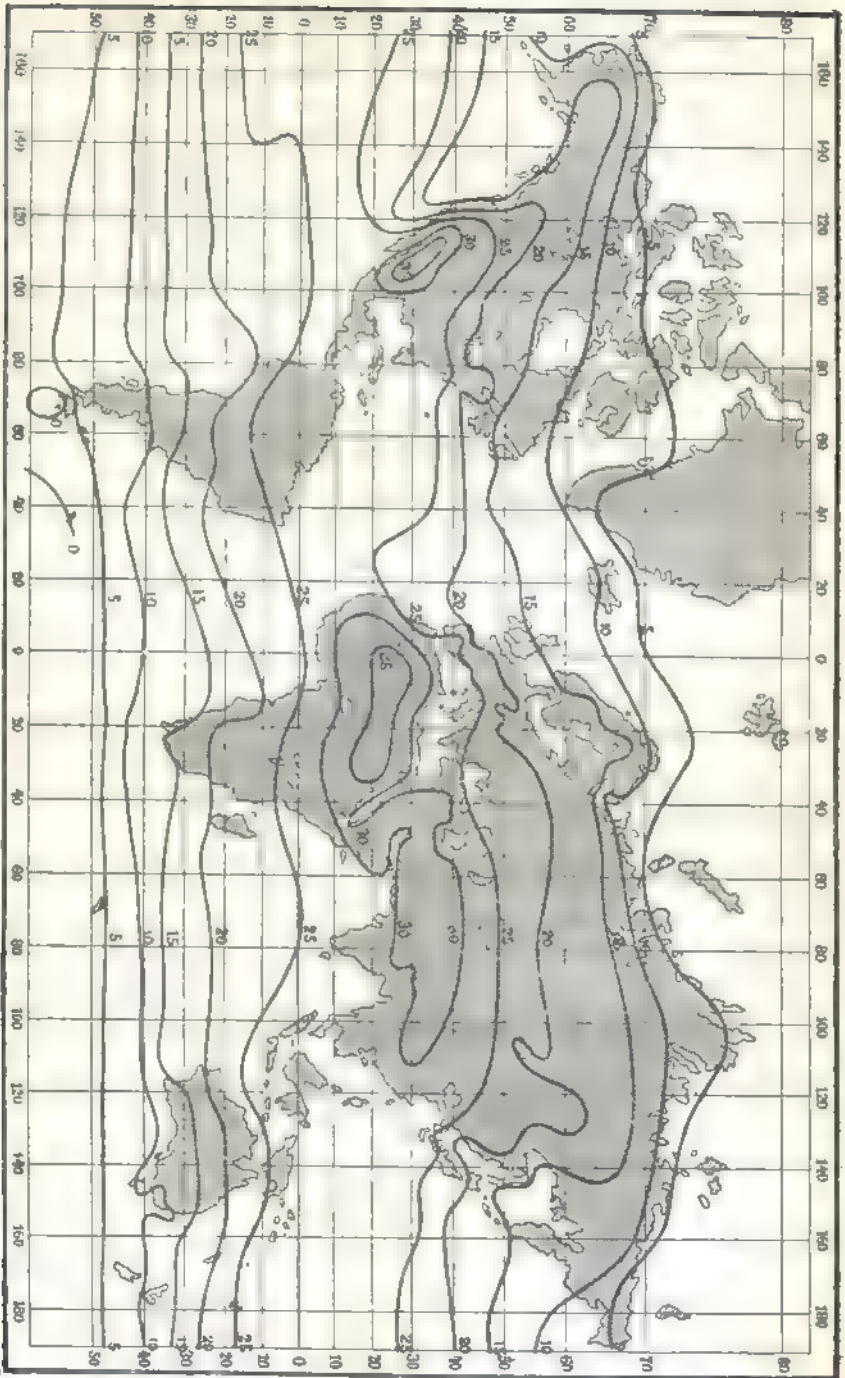
Слѣдующая карта (черт. 60) изображаетъ изотермы Января. Область холода рѣзко выражена въ сѣверномъ полушаріи на материкахъ Азіи и С. Америки языки низкихъ температуръ далеко спустились къ югу; въ С. В. Сибири (Верхоянскъ, въ Якутской области, 6° с. ш.) образовался центръ весьма низкихъ температуръ (*полюсъ холода*); другой подобный же полюсъ холода расположился внутри Гренландіи. Термическій экваторъ перемѣстился къ югу, — въ Африку, Австралію и Южную Америку. Особенно рельефно



Черт. 59. Изотермы моря (по Ханну)



Черт. 60. Карта изотермъ Января.



Черт. 61. Карта июльских изотерм.

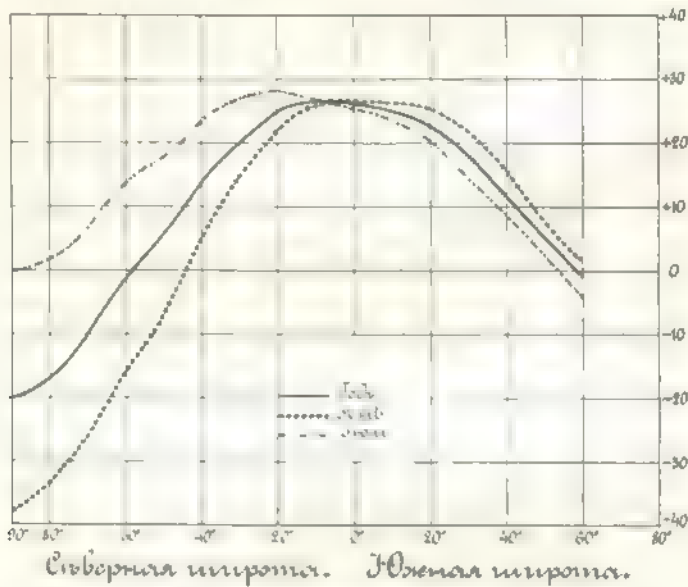
здесь видно влияние теплых морских течений, которые вызвали изгибы изотермъ къ северу у береговъ Норвегии (Гольфштремъ). Другой крутой изломъ изотермъ—у Зап. береговъ Южн. Америки,— тамъ, гдѣ холодное Перуанское теченіе омываетъ берега материка. Черт. 61 представляетъ карту Июльскихъ изотермъ. На ней северныя области холода расплылись, термическій экваторъ передвинулся къ северу. Наивысшия температуры— въ Сахарѣ, на Мексиканскомъ плоскогорьи и на юго-западѣ Азиатскаго материка.

Для болѣе яснаго представленія колебаній, которымъ подвержена температура воздуха въ теченіе года въ разныхъ мѣстахъ, наносятъ амплитуды годовыхъ колебаній температуры на карту и пункты съ одинаковыми амплитудами соединяють непрерывными линиями; такимъ образомъ получаются линии называются *изоамплитудами*. Карта такихъ изоамплитудъ для температуры воздуха показываетъ, что годовыя колебанія около экватора дѣйствительно незначительны (5°), а наибольшей величины достигаютъ на северѣ материковъ: въ Сибири болѣе 60°) и въ северной Америкѣ (до 40°).

Изотермы показываютъ такимъ образомъ, что температура нижнихъ слоевъ воздуха въ разныхъ мѣстахъ на одной и той же широтѣ весьма различна. Дове, а затѣмъ Шниталеръ вычислили изъ всѣхъ имѣющихся наблюдений *средняя температура для параллелей севернаго и южнаго полушарія (нормальная температура широты)*. Построивъ по даннымъ Шниталера діаграмму, можно видѣть (черт. 62), что максимумъ температуры въ среднемъ годовомъ—не на экваторѣ, а на 10° с. ш. (термическій экваторъ); отсюда температура сначала медленно, а потомъ довольно быстро убываетъ въ обѣихъ полушаріяхъ по направленію къ полюсамъ. Въ юль максимумъ температуры перемѣстится къ северу,—около 20° с. ш., а въ январь—онъ на экваторѣ, т. е. перемѣстится къ югу.

Вычисленные Дове и Шниталеромъ средняя температуры широтъ довольно сильно отличаются отъ дѣйствительно наблюдаемыхъ температуръ на тѣхъ же широтахъ, разность между нормальною температурою широтъ и дѣйствительною наблюдаемою среднею за много лѣтъ температурою въ некоторомъ пунктѣ принято называть *термическою аномаліею*. Можно термическія аномаліи нанести на карту и пункты съ одинаковою аномаліею соединить непрерывными линиями; такимъ образомъ получится карта *изаномалъ* (черт. 63), которая ясно показываетъ, насколько давнее мѣсто холоднѣе или теплѣе, чѣмъ слѣдовало бы ему быть по географіи

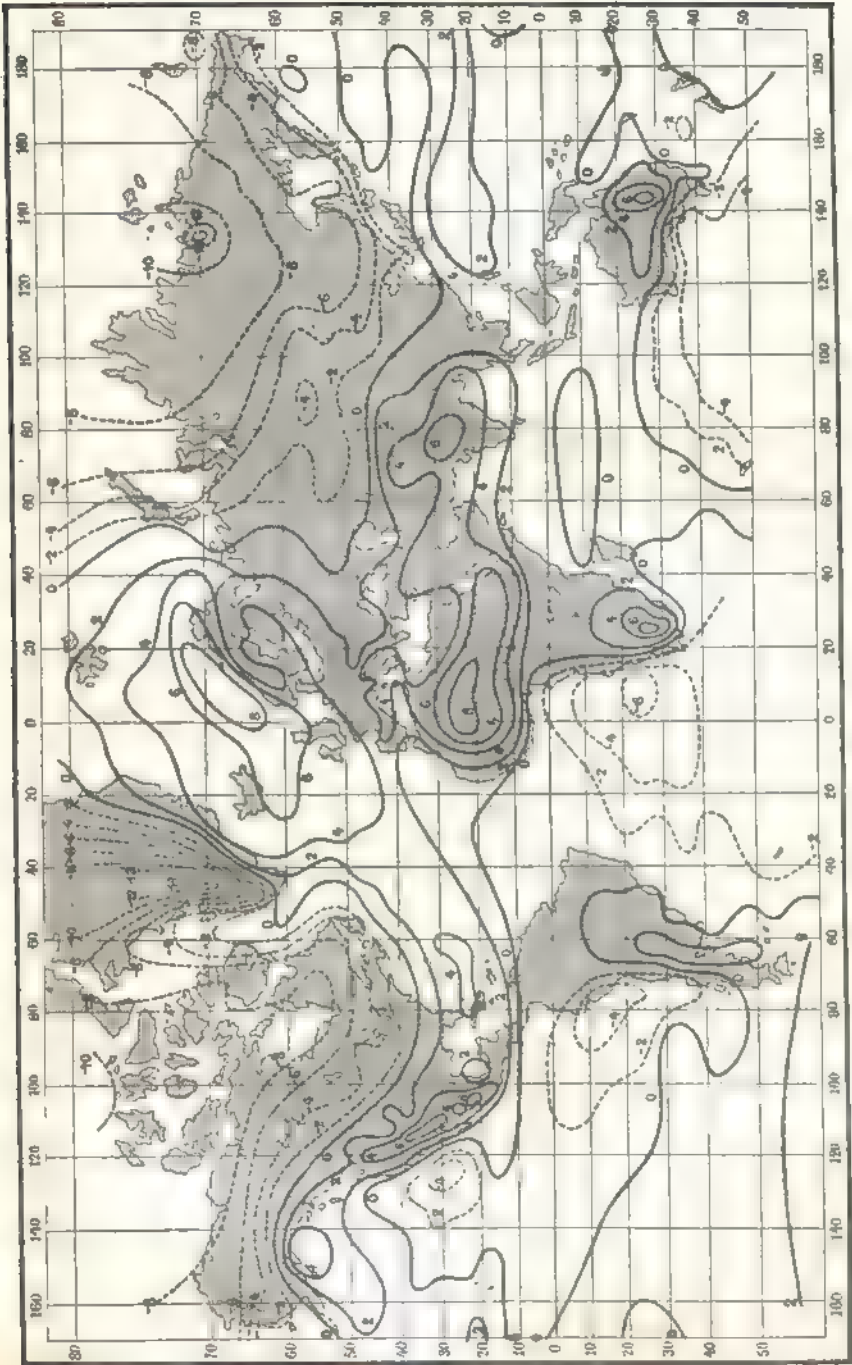
ческому положенію. Наибольшія отрицательныя аномаліи въ среднемъ годовомъ наблюдаются около Верхоянска въ Сибіри (-10°) и въ сѣв. Америкѣ (ниже -10°); положительныя аномаліи расположены около теплыхъ теченій (достигаютъ $+8^{\circ}$ на сѣверо-западѣ Европы).



Черт. 62 Распределение температуръ по широтамъ.

Разсмотрѣнныя изолінии даютъ представленіе не только о географическомъ распределеніи температуры, но и указываютъ (особенно изаюматна) на тѣ центры, изъ которыхъ исходитъ возмущеніе нормальнаго распределенія температуры въ нижнемъ слое атмосферы. На годовыхъ изотермахъ видно, что наивысшія температуры получаются не на экваторѣ, а на материкѣ Африки, — въ тропической поясъ; точно также и поясъ холода, т. е. области наибольшаго охлажденія не совпадаютъ съ географическимъ поясомъ, а лежатъ на материкѣ въ Сибіри и въ сѣверной Америкѣ. Все это указываетъ, что центры, вызывающіе аномаліи въ круговоротѣ тепловой энергии, находятся вблизи земной поверхности, и что *неравномерное распределение суши и воды на земной поверхности — главная причина, нарушающая правильность въ этомъ круговоротѣ.*

Можно отяѣтнить въ заключеніе этой главы тѣ предѣльныя температуры, какія наблюдались вообще на земной поверхности. Наивысшія температуры въ



Черт. 63. Карта изложенья года.

тѣля на высотѣ около 3 метровъ наблюдались въ Калифорніи (долина Смерти) до 58° , въ Алжирѣ (оазисъ Уоргла, 17 Юля 1879 г.) 53° и въ Индіи (Якобададъ, 13 Юня 1897 г.) 52° . Наибольше низкая температура наблюдалась въ Верхоянскѣ, — 68° , это одно изъ холодѣйшихъ въ зимнее время мѣстъ земного шара; здѣсь среднія суточные температуры за Декабрь—Февраль ниже -40° , и нерѣдко опускаются до -50° . Полярныя экспедиціи показали, что на материкѣ Гренландія также наблюдались температуры, немногимъ уступающія Верхоянскимъ. Немногимъ также уступаютъ температуры южныхъ полярныхъ странъ по показаніямъ послѣднихъ южно арктическихъ экспедицій. Такъ какъ на поверхности почвы амплитуды температурныхъ колебаній должны быть еще больше, чѣмъ въ воздухѣ на высотѣ около 3 м., то въ общемъ можно принять, что абсолютныя колебанія температуры воздуха въ мѣстахъ, доступныхъ обитанію человѣка, доходить до 150° .

V. Круговоротъ воды въ атмосферѣ.

39. **Испареніе: способы его измѣренія.** Главнымъ источникомъ паровъ въ воздухѣ являются водоемы, на почти покрывающие земную поверхность. Основное свойство всякаго каменнo-жидкаго тѣла — медленно переходить въ газообразное состояніе, — испаряться, если только пары данной жидкости не насыщаютъ пространство; это испареніе будетъ имѣть мѣсто при какихъ угодно температурахъ. Условіе, препятствующее испаренію, — насыщеніе парами, — для воды оказывается выполненнымъ въ атмосферѣ только въ исключительныхъ случаяхъ; а потому вода постоянно въ бо́льшихъ или меньшихъ количествахъ испаряется съ поверхности естественныхъ и искусственныхъ водоемовъ. Также самое наблюдается и относительно растительнаго покрова и поверхности почвы: съ поверхности влажнаго растенія или влажной почвы въ атмосферу постоянно переходятъ значительныя количества водяныхъ паровъ, идущія на увеличеніе или пониженіе ихъ содержанія въ воздухѣ.

Не одна впрочемъ вода, испаряясь, переходитъ въ паръ; въ зимнее время съ поверхности снѣга или льда идетъ также образование паровъ, хотя несравненно медленнее, чѣмъ въ случаѣ воды.

Превращеніе воды въ паръ сопровождается поглощеніемъ значительнаго количества энергии: на переходъ массы воды въ одинъ граммъ въ паръ той же температуры должно быть затрачено $607 = 0.708t$ малыхъ калорій, на переходъ единицы массы льда въ паръ той же температуры потребуется $687 - 0.708t$ малыхъ калорій. Охлаженіе водяныхъ паровъ, наоборотъ, будетъ сопровождаться выдѣленіемъ такого же количества тепловой энергіи.

Основной законъ Дальтона, опредѣляющій величину испаренія съ водной поверхности, говоритъ, что количество испаряемой въ

единицу времени воды пропорционально испаряющей поверхности, обратно пропорционально упругости воздуха и прямо пропорционально разности упругостей паровъ, действительно находящихся въ воздухѣ, и паровъ, его насыщающихъ при температурѣ испаряющей поверхности. Следовательно количество испаряемой въ единицу времени воды можно написать въ видѣ

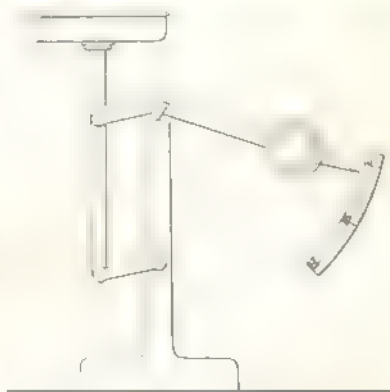
$$q = k \cdot s \cdot \frac{h_t - h}{H}$$

здесь s — испаряющая поверхность, h_t — упругость паровъ, насыщающихъ воздухъ при t — температурѣ испаряющей поверхности, h — упругость паровъ, действительно находящихся въ воздухѣ, H — давление послѣдняго и $k = \text{количество воды, испаряемой при } s = 1 \text{ и } \frac{h_t - h}{H} = 1$.

Опыты Стефана показываютъ, что этотъ законъ можно разсматривать только какъ приближительный, что на самомъ дѣлѣ количество испаряющейся воды будетъ определяться гораздо болѣе сложнымъ выраженіемъ; но всѣ усложняющія обстоятельства вносятся незначительныя сравнительно поправки, и законъ Дальтона, — какъ приближительно вѣрный, грубо, но просто выражаетъ сущность дѣла для процесса испаренія воды съ водоемовъ.

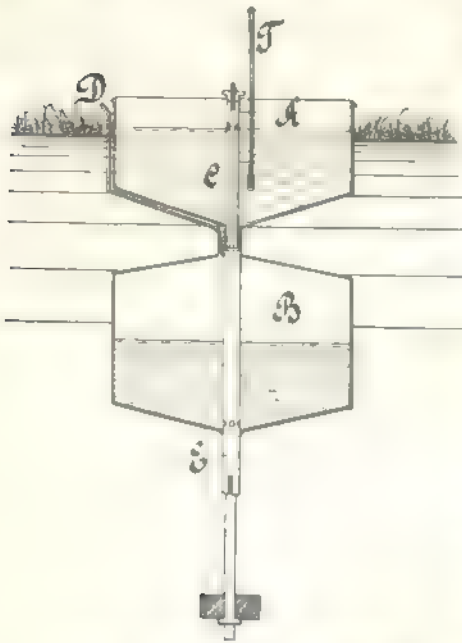
Для измѣренія испаренія служатъ *эвапорометры* или *испарители*.

Наиболѣе простой изъ нихъ, — испаритель Вильда (черт. 64), представляетъ неравноплечіе вѣсы съ коромысломъ въ видѣ ломанной линіи. На короткомъ плечѣ на стержнѣ помѣщается чашка съ водой, уравновѣшенная грузомъ и другимъ плечомъ коромысла, оканчивающимся стрѣлкою, которая движется передъ шкалою. Когда чашка пуста, противъ стрѣлки на шкалѣ стоитъ дѣленіе 20; когда же въ чашку налить слой воды въ 20 мм. толщиною, то противъ стрѣлки стоитъ дѣленіе 0. При испареніи чашка, становясь легче, подымается вверхъ, а стрѣлка опускаясь, будетъ показывать, какой толщины слой воды испарился.



Черт. 64. Испаритель Вильда

Испаритель Лермантова (черт. 65) состоитъ изъ двухъ резервуаровъ А и В, соединенныхъ трубкою, которая можетъ быть закрыта пробкою С.



Черт. 65. Испаритель Лермантова.

При установкѣ испарителя, открывши пробку, наливають въ резервуаръ воду, которая переходитъ въ нижній резервуаръ; воздухъ изъ этого послѣдняго вытѣсняется черезъ узкую боковую трубочку D. Воды наливають столько, чтобы ея уровень былъ наравнѣ съ верхнимъ краемъ соединительной трубки. Потомъ, при помощи мѣха, нагнетаютъ черезъ боковую трубочку D воздухъ въ нижній резервуаръ; вода отсюда воздухомъ вытѣсняется въ верхній. Закрывъ пробку, оставляютъ воду испаряться изъ верхняго резервуара. При слѣдующемъ наблюденіи опять спускаютъ воду въ нижній резервуаръ и мензуркою приливаютъ

ее столько, чтобы уровень ея сталъ на верхнемъ концѣ соединительной трубки: прилитое изъ мензурки количество воды, очевидно, будетъ равно количеству испарившейся воды.

Можно взять просто достаточно большой резервуаръ, съ нимъ рядомъ поставить неширокій цилиндръ и внизу соединить трубкой цилиндръ съ резервуаромъ: тогда получимъ два сообщающихся сосуда. Помѣстивъ въ цилиндръ поплавокъ и соединивъ поплавокъ посредствомъ стержня съ перомъ Рихаровскаго записывающаго механизма, получимъ самопишущій испаритель. При испареніи уровень воды въ резервуарѣ и въ цилиндрѣ будетъ понижаться, колебаша уровня поплавка передастъ икру и запишетъ на бумагѣ.

40. **Періодическія измѣненія испаренія: факторы, вліяющіе на него.** Количество испаряющейся съ даннаго водоема воды должно измѣняться параллельно съ измѣненіями температуры водоема и воздуха, его окружающаго. Законъ Дальтона, опредѣляющій испареніе, теоретически вполне предѣлываетъ вопросъ о періодическихъ измѣненіяхъ испаренія. Такъ какъ давление P и поверхность s

даннаго водоема могутъ быть считаемы постоянными, то q будетъ зависетьъ только отъ h_1 и h т. е. отъ упругости паровъ, насыщающихъ пространство при температурѣ испаряющей поверхности, и упругости паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ. При увеличеніи температуры испаряющей поверхности быстро увеличивается упругость паровъ, насыщающихъ пространство, h_1 , тогда какъ h , если-бы оно не увеличивалось испареніемъ, должно было бы оставаться въ атмосферѣ постояннымъ. На самомъ дѣлѣ h мѣняется въ атмосферѣ; но несравненно быстрее h растетъ съ увеличеніемъ температуры величина h_1 , т. е. количество паровъ, насыщающихъ воздухъ. Вслѣдствіе этого испареніе и упругость паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ — h , должны расти съ увеличеніемъ температуры. Поэтому *во первыхъ q будетъ расти отъ полюсовъ къ экватору, во вторыхъ отъ зимы къ лѣту и въ третьихъ отъ ночи къ дню и убываетъ обратно. Во всякомъ случаѣ необходимо только помнить, что зависимость испаренія отъ температуры — нелинейная, ибо постоянная въ формулу Дальтона не входить.*

На испареніе съ поверхности водоема или изъ резервуара испарителя можетъ вліять не одна только температура. Если проанализировать внимательно законъ Дальтона, то легко убѣдиться что кромѣ температуры на испареніе могутъ и должны вліять и другіе факторы. Въ самомъ дѣлѣ множитель $h_1 - h$ не всегда можетъ расти съ возрастаніемъ температуры, если h растетъ быстрее, чѣмъ h_1 , — что можетъ быть въ очень влажныхъ мѣстностяхъ при небольшихъ измѣненіяхъ достаточно высокой уже температуры, то легко можетъ быть, что этотъ множитель вмѣсто того, чтобы увеличиваться, будетъ съ возрастаніемъ температуры уменьшаться. Множитель $(h_1 - h)$ часто называютъ *недочетомъ влажности*, потому что въ дѣйствительности онъ именно и выражаетъ, сколько паровъ еще можетъ помѣститься въ воздухѣ при данной его температурѣ, t . Поэтому можно сказать, что *испареніе пропорционально недочету влажности*, а эта величина для мѣстъ очень влажныхъ, какъ напр. С.-Петербургъ, всегда дѣломъ очень мала, почему и испареніе, несмотря на повышеніе температуры, здѣсь можетъ уменьшаться ¹⁾.

¹⁾ Здѣсь необходимо замѣтить, что недочетъ влажности, опредѣляющій испареніе, можетъ быть полученъ, когда известна температура испаряющей поверхности, а не окружающаго воздуха, въ практикѣ очень часто стремятся опредѣлять недочетъ влажности, принимая за t температуру воздуха, это можетъ быть сдѣлано только тогда, когда дѣйствительно температура воз-

Коэффициент k закона Дальтона можно определить как количество воды, испаряющейся съ единицы поверхности при

$$\frac{h_1 - h}{h} = 1.$$

Но нетрудно убедиться, что k не может быть постояннымъ при различныхъ условияхъ испарения. Количество испарения съ резервуара данной величины не можетъ быть одинаковымъ, если этотъ резервуаръ будетъ помещенъ въ небольшомъ замкнутомъ пространстве, гдѣ чрезъ непродолжительное время весь воздухъ будетъ насыщенъ испаряемою резервуаромъ водою, или если затѣмъ этотъ резервуаръ поместимъ на совершенно открытомъ мѣстѣ, гдѣ вѣтеръ постоянно удаляетъ уплотнившій испаряемую воду воздухъ и замѣняетъ его новымъ, ненасыщеннымъ парами. Во второмъ случаѣ испарение несомненно пойдетъ гораздо быстрее, и k будетъ больше, чѣмъ въ первомъ. Опытъ подтверждаетъ это: *количество испаряемой изъ резервуара воды будетъ зависеть отъ скорости обмѣна образующихся паровъ въ окружающемъ воздухѣ, отъ скорости диффузии паровъ, какъ принято называть этотъ обмѣнъ.* Чѣмъ быстрее этотъ обмѣнъ, тѣмъ больше k и тѣмъ сильнее, тѣмъ больше испарение. Поэтому *испарение будетъ сильно зависеть отъ вѣтра и давления при которыхъ оно производится.*

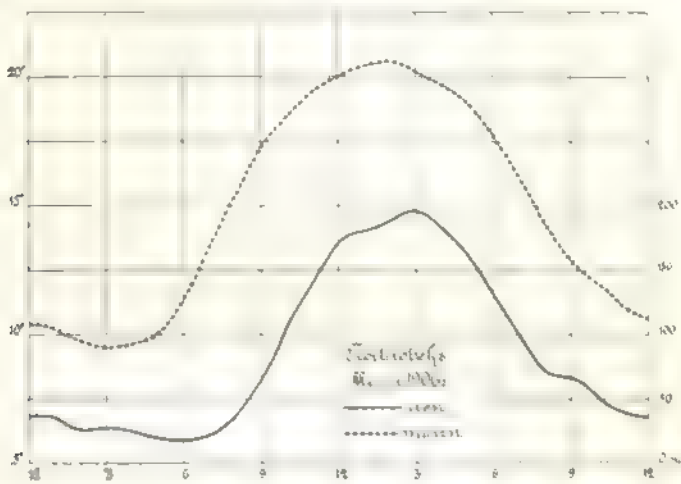
При одинакъ-и тѣхъ же условияхъ (обстановкѣ) испарения, соответственно сказанному выше, испарение будетъ тѣмъ больше, чѣмъ сильнее вѣтеръ. Такъ какъ вѣтеръ имѣетъ, какъ будетъ выяснено позднѣе, совершенно ясно выраженный суточный ходъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы, особенно на материкахъ, то это обстоятельство вмѣстѣ съ измѣненіями температуры воздуха и испаряющей поверхности и определить суточный ходъ испарения.

Наблюдения въ Павловскѣ (черт. 56) ясно показываютъ, какъ ходъ влияемъ суточныхъ измѣненій температуры воздуха и испаряющей поверхности съ одной стороны и вѣтра съ другой растеть испарение въ полуденные часы, уменьшается въ послѣ полуденные, максимумъ испаряющейся въ единицу времени воды приходится около 3 час. дня, минимумъ — послѣ восхода солнца.

На черт. 57 изображены наблюдения для нѣсколькихъ пунктовъ въ количествомъ испаряющейся воды по мѣсяцамъ въ течение года кривыя обнаруживаютъ довольно близкій къ ходу температуры и ходъ испарения въ течение года. Максимумъ испарения, однако, мѣстами опережаетъ максимумъ температуры на цѣлый мѣсяць (Петербургъ), причина — ясна при сравнительно

духа очень близка къ температурѣ испаряющей поверхности. Но обыкновенно температура испаряющей поверхности больше или равна температурѣ воздуха (въ виду траты тепла на испареніе), и замѣна этой причины другою можетъ повести къ существеннымъ ошибкамъ.

небольшомъ измѣненіи температуры отъ Мая къ Юнію и Юнію къ Юлію прилегающія къ Петербургу съ запада мелкія части Финскаго залива, сильно прогреваемыя солнцемъ, даютъ такое количество паровъ, что недочетъ влажности падаетъ, не смотря на повышение температуры воздуха.



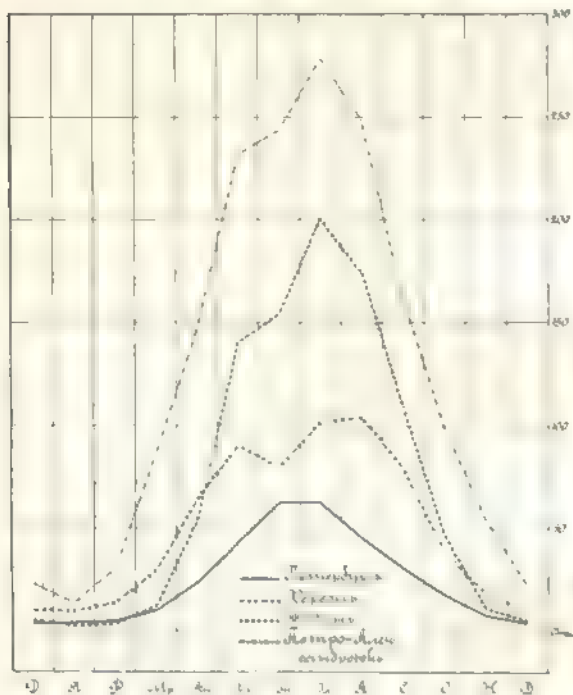
Черт. 56. Сazonныя колебанія количества испаренія воды (въ сотняхъ миллим.) параллельно съ измѣненіями температуры.

Необходимо здѣсь однако замѣтить, что измѣненія надъ дѣйствительными величинами испаренія сдѣлано сравнительно немного. Гдѣ обычныя наблюденія, которыя ведутся на метеорологическихъ станціяхъ по испарителю Вильда, установленному въ психрометрической будкѣ, даютъ только величины въ сущности, строго говоря, даже не пропорциональныя недочету влажности для даннаго слоя воздуха; только съ очень грубымъ приближеніемъ ихъ можно считать пропорциональными этой величинѣ. Испареніе же на поверхности почвы и водоемовъ, гдѣ температура значительно отличается отъ температуры въ будкѣ и гдѣ вѣтеръ совершенно измѣняетъ условия диффузіи паровъ въ окружающій воздухъ, будетъ совершенно отличаться отъ чиселъ, даваемыхъ установленнымъ въ будкѣ приборомъ.

На Метеорологической Обсерваторіи Императорскаго Института болѣе 10 лѣтъ велись наблюденія надъ испареніемъ при разныхъ условіяхъ 1) на свободной поверхности воды (на прудѣ), 2) въ травѣ, 3) на пескѣ, 4) въ тѣни (въ психрометрической будкѣ). Насколько велико влияние окружающихъ условий, видно напр. изъ слѣдующей таблицы для 1896 года.

1896 г.	Испареніе при соответствующихъ условіяхъ			Приборъ Вильда
	Прудъ.	Трава.	Песокъ.	
Май . . .	79.2 мм.	89.5 мм.	90.9 мм.	51.8 мм.
Юнь . . .	126.3 »	108.1 »	95.1 »	57.8 »
Юль . . .	138.5 »	78.3 »	80.2 »	58.1 »
Августъ . .	70.5 »	26.7 »	38.7 »	26.5 »
Сентябрь	30.3 »	7.3 »	16.2 »	15.1 »

Таблица показывает, что на прудѣ, гдѣ воздухъ не застаивается и доступъ для вѣтра ничѣмъ не затрудненъ, испареніе громадно по сравнению съ испареніемъ въ буднѣ. Испареніе въ травѣ равноресною, пока не развился растительный покровъ, тоже велико: но къ лѣту, когда покровъ достигаетъ полной мощности и закрываетъ испаритель отъ дѣйствія вѣтра, испареніе сильно падаетъ.



Черт. 47. Годовыя колебанія количества испарившейся (въ суммѣ за мѣсяць) воды (въ мм.)

41. **Влажность воздуха; приборы для ея опредѣленія.** Пары, образующіеся испареніемъ съ водныхъ поверхностей, распределяются въ свободной атмосферѣ и постоянно пополняютъ тѣ запасы воды, которые въ видѣ осадковъ атмосфера отдала обратно на землю. Можно различнымъ образомъ выражать эти запасы воды,

которые содержать въ парообразномъ видѣ атмосфера.

Абсолютною влажностью принято называть то количество паровъ, которое содержится въ единицѣ объема воздуха, если считать объемы въ кубическихъ метрахъ, то абсолютную влажность выражаютъ въ граммахъ; если же объемы измѣряются въ литрахъ, то абсолютная влажность выражается въ миллиграммахъ.

Но такъ какъ при измѣреніи количества паровъ въ единицѣ объема нужно прибѣгнуть къ сложнымъ манипуляціямъ поглощенія паровъ гигроскопическими веществами, то обыкновенно опредѣляютъ не количество паровъ, а ихъ упругость, выражая ее въ миллиметрахъ ртутнаго столба. На основаніи закона Дальтона упругость смѣси паровъ съ воздухомъ равна суммѣ упругостей составляющихъ частей. Поэтому, если p — упругость влажного воздуха, f — упругость водяныхъ паровъ, содержащихся въ немъ, то $p - f$ — упругость сухого воздуха. Масса паровъ въ единицѣ объема будетъ,

если чрезъ δ обозначить плотность воздуха при данной температурѣ,

$$m = 0.622 \delta \frac{f}{p}.$$

Для того же воздуха, когда упругость паровъ f' , масса паровъ въ единицѣ объема будетъ:

$$m_1 = 0.622 \delta \frac{f'}{p}.$$

Отсюда

$$\frac{m}{m'} = \frac{f}{f'},$$

т. е. массы паровъ въ единицѣ объема при неизменной температурѣ пропорциональны ихъ упругостямъ; следовательно количества паровъ можно замѣнить ихъ упругостями.

Относительною влажностью называютъ отношеніе количества паровъ, содержащихся въ воздухѣ, къ тому количеству, которое содержится бы въ немъ, если бы послѣдній былъ насыщенъ. Чтобы не имѣть дѣла съ дробями, обыкновенно относительную влажность выражаютъ въ процентахъ, т. е. отношеніе умножаютъ на 100. Тогда относительная влажность будетъ

$$E = \frac{m}{M} \times 100 = \frac{f}{F} \times 100,$$

если M — количество, а F —упругость насыщающаго воздухъ при данной температурѣ паровъ.

Наконецъ удѣльною влажностью называется количество паровъ, содержащихся въ единицѣ массы воздуха, обыкновенно въ 1 килограммѣ. Связь между упругостью паровъ и удѣльною влажностью—очень проста:

$$Y = 0.622 \frac{f}{p},$$

гдѣ Y — удѣльная влажность, f — упругость паровъ въ воздухѣ и p —упругость послѣдняго.

Для измѣренія влажности, какъ извѣстно изъ физики, служатъ гигрометры и психрометры. Для метеорологическихъ наблюдений единственно возможнымъ изъ этихъ приборовъ является психрометр¹⁾, дающій возможность быстро опредѣлять одновременно два

¹⁾ Въ виду того, что психрометръ важнѣйшій изъ всѣхъ метеорологическихъ приборовъ, полезно напомнить здѣсь сущность теории этого прибора. Съ поверхности одного изъ термометровъ его постоянно испаряется въ не насыщенномъ воздухѣ вода. Когда количество затрачиваемой на испареніе воды тепловой энергии, отнимаемой отъ охлаждающагося вѣдства этого шарика, дѣлается равнымъ количеству получаемой изъ окружающаго, болѣе теплаго воздуха тепловой энергии, показанія обоихъ термометровъ прибора

таких изменчивых элемента, как температура и влажность. Но такъ какъ при температурѣ ниже 0° показанія психрометра дѣлаются не надежными, то въ зимнее время для опредѣленія влажности на станцияхъ русской метеорологической сѣти пользуются еще волоснымъ гигрометромъ: послѣдній легко превратить въ гигрографъ (см. стр. 19, непрерывно записывающій всѣ измѣненія относительной влажности).

Такъ какъ въ волосномъ гигрометрѣ чувствительный органъ,—обезжиренный человѣческій волосъ,—подъ вліяніемъ загрязненія или отъ дѣйствія атмосферныхъ вліяній способенъ измѣнять свою чувствительность, то надъ гигрометромъ нуженъ постоянный контроль. Съ этою цѣлью его постоянно,—и въ лѣтнее время,—отсчитываютъ одновременно съ психрометромъ. При наступленіи холоднаго времени, когда психрометромъ пользоваться нельзя, ибо шарикъ смоченнаго термометра тогда покрывается корочкою льда, имѣющаго очень малую теплопроводность,—лучше всего всѣ одновременныя наблюденія по гигрометру и психрометру обработать способомъ, изложеннымъ на стр. 20, откладывая на графической бумагѣ показанія одного прибора по оси абсциссъ,

дѣлаются *постоянными*. Тогда, если T температура сухого термометра, t температура смачиваемаго термометра и H давление воздуха, то $t = T - A(T-t)H$, гдѣ f удѣлности пара, существующаго въ воздухѣ, f_0 удѣлности пара, насыщеннаго воздухъ при температурѣ t смачиваемаго термометра, A постоянная психрометра.

Въ самомъ дѣлѣ количество тепла поглощаемого шарикомъ смоченнаго испареннымъ термометра изъ окружающаго воздуха, по закону Ньютона будетъ пропорционально разности температур и поверхности льда t в. $Q'' = a(T-t)s$, гдѣ s поверхность шарика и a постоянная величина, равная количеству поглощаемого единицею поверхности тепла при $f = f_0$. Въ то же время на испареніе воды по закону Дальтона шарикъ терлетъ количество тепла

$$Q' = k \frac{(t-t_0)}{a} a.$$

Такъ какъ температура смоченнаго термометра не мѣняется, то $Q' = Q''$; а тогда

$$a(T-t) = k \frac{(t-t_0)}{a}$$

или

$$t = t_0 - \frac{a}{k}(T-t)H = t_0 - A(T-t)H,$$

если $\frac{a}{k} = A$.

Было уже выше указано что k постоянная для закона Дальтона сильно зависитъ отъ скорости обмѣна паромъ съ окружающимъ воздухомъ. Тоже должно сказать и относительно a . Поэтому и A для психрометра нельзя считать постоянной. Исследования Зигелькина и др. показали, что A быстро возрастаетъ по мѣрѣ уменьшенія скорости движенія воздуха. Отсюда ясно, что показанія психрометра при слабыхъ вѣтрахъ наименѣе надежны; только тогда, когда скорость движенія воздуха около психрометра превышаетъ 2—3 м. въ секунду, постоянная A уже настолько мало измѣняется при дальнѣйшихъ измѣненіяхъ скорости, что ее можно считать весьма близко къ постоянству.

Всего выгоднѣе пользоваться психрометромъ при постоянной циркуляціи воздуха около прибора. Еще выгоднѣе и лучше условія для опредѣленія температуры и влажности въ психрометрѣ Асмана (стр. 105 рис. 30)

другого— по оси ординатъ; построенная по нанесеннымъ такимъ образомъ точкамъ кривая даетъ возможность по показаніямъ гигрометра всегда вычислить вѣрную относительную влажность.

42. Распределеіе паровъ въ атмосферѣ по вертикали. Въ виду уменьшенія температуры съ высотой и увеличенія влажности за счетъ паровъ, поступающихъ снизу,—при испареніи съ земной или водной поверхности, или съ растительнаго покрова,— надо ждать, что сверху содержаніе паровъ въ атмосферѣ должно быстро убывать; должны быстро убывать и амплитуды періодическихкихъ колебаній этихъ элементовъ параллельно съ убываніемъ амплитуды температурныхъ колебаній.

Легко можно было бы теоретически представить себѣ распределеіе паровъ по вертикали въ свободной атмосферѣ, если бы въ послѣдней отсутствовали періодическія и непериодическія температурныя колебанія во нверхь, восходящія и нисходящія потоки во-вторыхъ, диффузія паровъ снизу въ болѣе высокіе слои въ третьихъ. При этихъ ограниченіяхъ нѣтъ никакихъ оснований полагать, что законъ измѣненія упруостей для паровъ съ высотой будетъ чѣмъ-либо отличатся отъ закона измѣненія давленія воздуха съ высотой, и для упруостей паровъ на нѣкоторой высотѣ получается формула, совершенно аналогичная гипсометрической (стр. 29).

Послѣдняя, если считать температуру столба воздуха постоянной и отбросить поправочные члены, нмѣла видъ

$$h = 18401 \lg \frac{B_0}{B},$$

иде, если отъ логарифмовъ перейти къ нхъ числамъ,

$$B = B_0 \times 10^{-\frac{h}{18401}}.$$

Соотвѣтственно этому для водяныхъ паровъ будетъ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{0.622h}{18401}} = f_0 \times 10^{-\frac{h}{29600}},$$

такъ какъ постоянная гипсометрической формулы будетъ обратно пропорціональна плотности среды, а плотность паровъ по отношенію къ воздуху — 0,622. Здѣсь f — упруость паровъ на высотѣ h , f_0 — упруость паровъ при $h = 0$. Поэтому надо было бы ждать, что упруость паровъ въ свободной атмосферѣ убываетъ медленнѣе, чѣмъ давленіе воздуха. Изслѣдованія показали иное.

На основаніи данныхъ, полученныхъ на горныхъ станціяхъ для относительной влажности болѣе высокихъ слоевъ атмосферы Ланна этой формулѣ далъ видъ, достаточно хорошо согласующійся съ непосредственными наблюденіями

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6300}}.$$

Для болѣе высокихъ слоевъ и для свободной атмосферы, гдѣ и температура измѣняется съ высотой иначе, чѣмъ на горныхъ станціяхъ, и безпрятственно чередуются восходящія и нисходящія потоки, формула Ланна даетъ слишкомъ большія величины.

Предыдущее уравнение, выражая высоты h в км., можно переписать приближенно в видъ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6}}$$

Зюрингъ на основаніи данныхъ для влажности, полученныхъ для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы шарами-зондами или полетами, ввелъ въ послѣднее выраженіе еще поправочный членъ и далъ ему видъ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6} \left(1 + \frac{h}{20}\right)}$$

Эта послѣдняя формула очень хорошо согласуется съ данными наблюдений до наиболѣе высокихъ достигнутыхъ приборамъ слоевъ атмосферы.

Во всякомъ случаѣ, принять ли формулу Лавна или выраженіе Зюринга, изъ нихъ необходимо придти къ заключенію, что *упругости паровъ въ свободной атмосферѣ должны убывать гораздо быстрее, чѣмъ давление воздуха*. Давленіе воздуха сдѣлается равнымъ 0.1 его величины внизу на высотѣ около 18 км., а для паровъ упругость уменьшится въ 10 разъ уже на высотѣ 6 км., — въ 3 раза меньше, чѣмъ для давленія воздуха.

Въ настоящее время о распредѣленіи паровъ по вертикали въ свободной атмосферѣ можно составить предстанвленіе на основаніи изслѣдованій, произведенныхъ посредствомъ зонтовъ, шаровъ-зондовъ и т. п. Чтобы наблюденія дали истинную и ясную картину распредѣленія паровъ въ атмосферѣ, необходимо выразить содержаніе паровъ на искомой высотѣ въ видѣ *удѣльной влажности*. Въ самомъ дѣлѣ съ измѣненіемъ высоты уменьшается не только температура воздуха, вслѣдствіе чего долженъ измѣняться и объемъ, въ которомъ заключалось данное количество паровъ, но еще уменьшается и упругость воздуха. Поэтому, будемъ ли выражать влажность количествомъ паровъ въ единицѣ объема или ихъ упругостью, — и то, и другое число не будутъ достаточно наглядно характеризовать дѣйствительное содержаніе паровъ въ воздухѣ на разныхъ высотахъ.

Слѣдующая таблица и кривая U_m на черт. 68 представляютъ среднее изъ подъемовъ Германской воздухоплавательной обсерваторіи.

Высота надъ уровнемъ моря	Уд. влажность.	Высота надъ уровнемъ моря	Уд. влажность
20 м.	5.86 гр.	5000 м.	1.18 гр.
1000 »	4.54 »	6000 »	0.67 »
2000 »	3.08 »	7000 »	0.30 »
3000 »	2.23 »	8000 »	0.22 »
4000 »	1.68 »		

Такимъ образомъ удѣльная влажность дѣйствительно быстро убываетъ вверхъ; на высотѣ 20 метровъ въ 1 килограммъ воздуха содержится 5.86 грамма, а на высотѣ 8000 метровъ — всего только 0.22 грамма водяныхъ паровъ. Кривая U_m на черт. 68, выражающая измѣненіе количества паровъ, нужныхъ для насыщенія 1 килограмма воздуха при температурѣ этой высоты, правильно падаетъ по вертикали и на высотѣ 10 километровъ доходить до сотыхъ долей грамма. Сравнивая двѣ кривыя U_m и U_m' можно составить себѣ нѣкоторое понятіе объ измѣненіи и относительной влажности съ высотой. От-

носительная влажность через удельную влажность выразится отношением $U_m \cdot U_0$; это отношение, как это видно по чертежу 68, будет наибольшее у поверхности земли и постепенно убывает вверх.

По ходу кривой U_m видно далее, что удельная влажность понижается как бы скачками; так около 3 $\frac{1}{2}$ —4, 5—6 и 8 км. кривая становится почти параллельною оси ординат, — уменьшение влажности очень незначительно; на этих высотах действительно происходит чаще всего образование облаков.

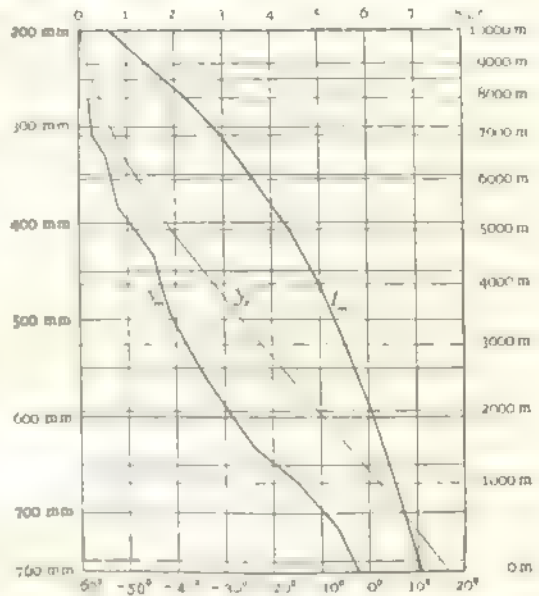
Еще более характерно распределение паров по вертикали по временам года. Конечно, летом, когда температура более высокая и испарение наиболее сильно, количество паров в нижних слоях должно быть значительно больше, чем зимой, когда температура низкая и испарение ничтожное. Но так как амплитуды температурных колебаний влажности с высотой должны убывать, то эта разница в верхних слоях должна сглаживаться.

Если влажность с высотой быстро уменьшается, то должно уменьшаться и общее

количество воды, заключающееся во всей толще воздуха, по мере удаления от земной поверхности. Беловодъ дает следующую таблицу, показывающую количества воды в столбе воздуха с сечением в 1 кв. метр от поверхности почвы до различных высот.

Выс. столба от поверхности земли.	Килогр. воды.	Разности ¹⁾ .	Выс. столба от поверхности земли.	Килогр. воды.	Разности ¹⁾ .
до 1000 м.	6.34	6.34	до 5000 м.	15.38	1.15
» 2000 »	10.14	3.80	» 6000 »	15.99	0.61
» 3000 »	12.60	2.44	» 7000 »	16.30	0.31
» 4000 »	14.23	1.63	» 8000 »	16.42	0.12

Из этой таблицы видно, что в столбе от 0 до 1000 метров заключается 6.34 килограмма воды, или 3 $\frac{1}{2}$ всего ее количества в данном



Черт. 68. Изменение удельной влажности от поверхности земли до 10 км высоты (кривая U_m). Справа — шкала высоты в м слева шкала давлений воздуха в мм. Кривая U_0 — удельная влажность насыщенного в данной высоте воздуха; кривая t — средняя температура воздуха для данной высоты. Сверху шкала удельных влажностей в грм. на 1 кг воздуха; внизу — шкала температур.

¹⁾ Этот столбец дает приращение количества паров на каждый км. высоты.

столбъ въ такомъ же столбѣ между 7000 и 8000 метровъ всего только 0 12 килограммовъ, или только 0 7% всего ея количества. Въ слое до 3500 км. содержится 30% всего количества воды въ атмосферѣ.

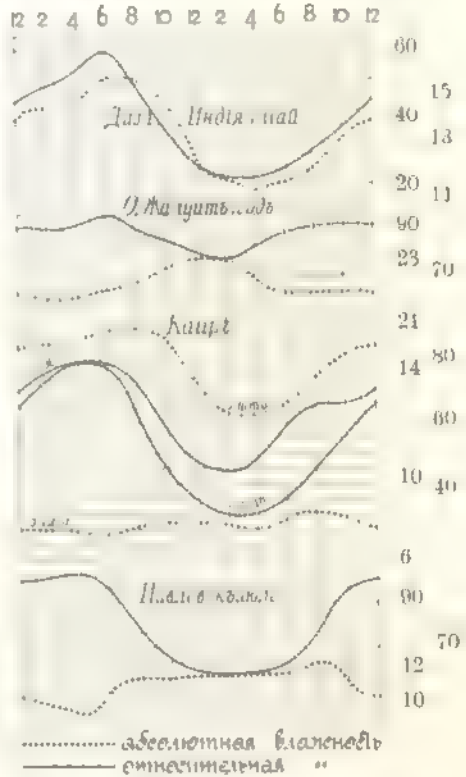
Слѣдовательно, главные массы воды находятся въ нижнихъ слояхъ атмосферы, а въ слояхъ выше 8000 м прибавъ количества воды на каждыи километръ высоты составляетъ уже такую ничтожную величину, которая непосредственно на измѣненія погоды существенно вліять не можетъ.

43. Периодическія колебанія влажности. Законъ Дальтона предрѣшаетъ не только периодическія измѣненія испаренія; онъ опредѣляетъ также, какъ должна измѣняться и абсолютная, и относительная влажность при периодическимъ измѣненіяхъ температуры воздуха. Но, когда дѣло идетъ объ абсолютной влажности, опредѣляемой количествомъ въ единицѣ объема воздуха тѣхъ самыхъ паровъ, которые доставляются испареніемъ, то необходимо имѣть въ виду, что ходъ влажности одновременно съ измѣненіями температуры будетъ зависеть еще и отъ другой величины. Пусть при нѣкоторой температурѣ въ единицѣ объема воздуха было m граммовъ паровъ, при измѣненіи температура на t ° единица объема превратится въ $(1 + at)$, гдѣ a — коэффициентъ расширенія воздуха. Тогда при неизмѣнномъ количествѣ паровъ это количество въ единицѣ объема будетъ:

$$m' = \frac{m}{1 + at} = m - mat,$$

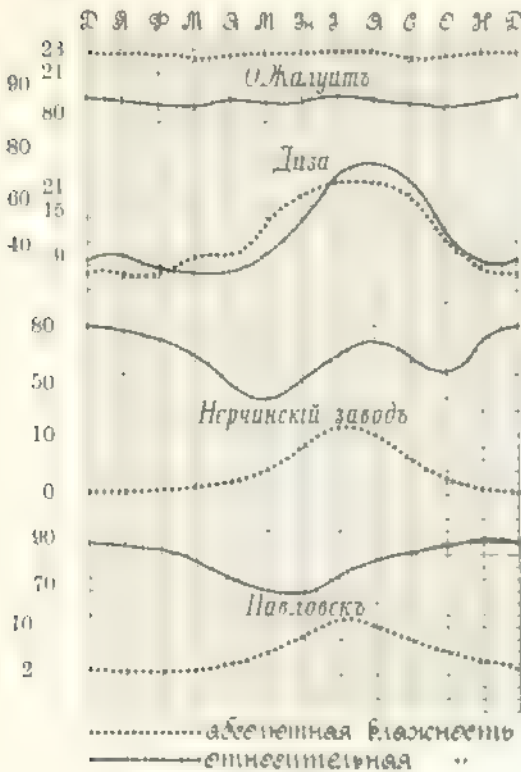
если, выполнивъ дѣленіе, отбросить по малости a его высшія степени. Такъ какъ для влажнаго воздуха можно считать $a = 0.004$, то $m' = m - 0.004mt$. Въ томъ случаѣ, когда имѣется достаточный запасъ воды для испаренія, количество паровъ, доставляемыхъ испареніемъ, будетъ достаточно для того, чтобы не только покрыть величину $0.004mt$, но и даже превзойти ее. При этомъ условіи m' съ возрастаніемъ температуры будетъ также расти, и абсолютная влажность будетъ имѣть ходъ, одинаковый съ температурою, возрастая вмѣстѣ съ ея возрастаніемъ, убывая при ея убываніи. Наоборотъ — въ томъ случаѣ, когда запасы воды для испаренія не велики, количество доставляемыхъ испареніемъ водяныхъ паровъ можетъ оказаться недостаточнымъ для пополненія величины $0.004mt$; очевидно, что въ этомъ случаѣ m' съ возрастаніемъ температуры можетъ начать уменьшаться, и тогда абсолютная влажность будетъ имѣть ходъ, обратный температурѣ. При этомъ предполагается однако, что въ атмосферѣ отсутствуютъ восходящіе и нисходящіе потоки, могущіе перемѣшивать воздухъ и этимъ перемѣшиваніемъ вносящіе въ правильный ходъ измѣненій влажности рядъ осложнений. Точно также и периодическія измѣненія вѣтра кореннымъ образомъ могутъ нарушать правильный ходъ влажности.

Наблюдения и показывают, что въ действительности периодическія измѣненія абсолютной влажности въ суточномъ и годовомъ ходѣ, — особенно на сушѣ, — не такъ правильны, какъ можно было бы предполагать это теоретически. Тамъ, гдѣ имѣется въ наличности непрерывный притокъ паровъ, упругость паровъ въ теченіе сутокъ растетъ съ повышеніемъ температуры. Это имѣетъ мѣсто вообще на океанахъ и отчасти на сушѣ, — въ послѣднемъ случаѣ тогда, когда температурныя колебанія малы и нагреваніе почвы слабо. Примеромъ этого I-ю типа суточного хода абсолютной влажности можетъ служить на черт. 69 кривая для поверхности океановъ (небольшіе, отдѣльные острова, напр. о. Жалутъ). Въ рѣдкихъ случаяхъ въ очень сухихъ мѣстностяхъ и въ сухое время года абсолютная влажность имѣетъ ходъ, обратный температурѣ; это — типъ II. Примеромъ можетъ служить кривая для Дизы (Индія) на черт. 69. Нормально на сушѣ наблюдается типъ III измѣненій абсолютной влажности: она обнаруживаетъ въ теченіе сутокъ два максимума (около 9 ч. у. и 8—10 ч. в.) и два минимума (одновременно съ минимумомъ температуры и около 3—4 ч. дня); наиболее рѣзко этотъ типичный для суши ходъ влажности выраженъ лѣтомъ; въ ясные дни онъ рѣзче, чѣмъ въ пасмурные. Причина этого болѣе сложнаго характера суточныхъ измѣненій влажности — именно перемѣшиваніе различныхъ по высотѣ, а слѣдовательно и по содержанію паровъ слоевъ воздуха струями восходящихъ и нисходящихъ потоковъ. Въ часы наибольшей инсоляціи отъ нагрѣтой поверхности почвы струями поднимается вверхъ нагрѣтый и сравнительно обогащенный парами воздухъ; на мѣсто его, стремясь заполнить вознившее разрѣженіе, опускаются струями же болѣе высокіе, менѣе богатые парами слои воздуха. Струи встрѣчаются, не доходя до



Черт. 69 Суточные колебанія абсолютной и относительной влажности.

земной поверхности, происходит переувлажнение воздуха и влажность абсолютная падает, пока инсоляция не ослабеет настолько, что эти струи исчезнут; тогда снова доставляемые испарением запасы паровъ увеличиваютъ абсолютную влажность до второго максимума. Примеромъ можетъ служить кривая на черт. 69 для Павловска.



Черт. 70. Годовыя колебанія абсолютной и относительной влажности.

На горахъ, отдельно стоящихъ, наблюдается наконецъ ходъ влажности, одинаковъ съ типомъ I. Но причина правильности измененийъ влажности здѣсь — иная; это — сильныя восходящія потоки по склонамъ горъ, приносящія въ полуденные часы снизу въ болѣе высокіе слои воздухъ, богатый парами. Что здѣсь дѣло именно въ восходящихъ по склонамъ горъ потокахъ воздуха, видно, между прочимъ, изъ того, что у подошвы такихъ горъ наблюдается уже обычный ходъ влажности.

Съ высотой въ свободной атмосферѣ амплитуда суточныхъ колебаній абсолютной влажности уменьшается,

суточный ходъ измененийъ упругости паровъ упрощается и приближается въ болѣе высокихъ слояхъ, какъ показываютъ подъемы шаровъ-зондовъ, къ I океаническому типу измененийъ влажности.

Годовой ходъ измененийъ абсолютной влажности вообще, — даже на материкахъ, — приближается къ теоретическому и одинаковъ съ ходомъ температуры, съ максимумомъ и минимумомъ, совпадающими близко съ температурными. Примерами могутъ служить кривыя на черт. 70 для нѣсколькихъ пунктовъ.

Относительная влажность, которая по опредѣленію будетъ отношеніе $\frac{m}{M} \cdot 100$, очевидно зависитъ и отъ m , и отъ M . Если

растеть быстрее и, ходъ ея будетъ одинаковъ съ температурой; если растеть быстрее M , — количество паровъ, нужныхъ для насыщѣнія воздуха при данной температурѣ, то относительная влажность должна имѣть ходъ, обратный ходу температуры. Но M вообще растеть гораздо быстрее m ; а потому относительная влажность должна была бы уменьшаться при повышении температуры, увеличиваться при ея понижении какъ въ суточномъ, такъ и въ годовомъ ходѣ. Кромѣ температуры на относительную влажность могутъ влиять еще прочими, и другія обстоятельства. — напр. осадки.

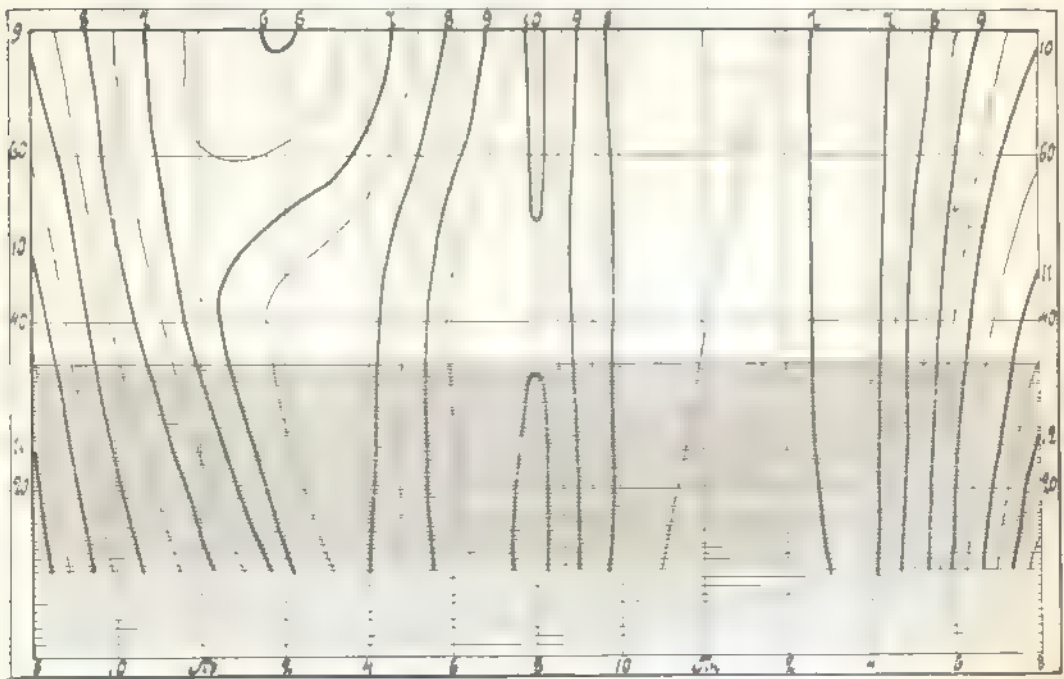
Наблюденія показываютъ, что суточные измѣненія относительной влажности имѣютъ действительно ходъ, обратный температурѣ; только въ рѣдкихъ случаяхъ получается отступленіе отъ этого (на отдельныхъ горахъ по причинамъ, указаннымъ выше). Примеры даны на черт. 69. Годовой ходъ относительной влажности сложенъ и не можетъ быть подведенъ къ небольшому числу простыхъ типовъ. Мѣстные причины, вѣтры и т. п. обстоятельства слишкомъ сильно влиютъ на него. Черт. 70 даетъ годовыи ходъ относительной влажности для нѣкоторыхъ мѣстностей.

44. Вліяніе растительнаго покрова на влажность. Элементами, характеризующими количество паровъ въ воздухѣ, являются абсолютная и относительная влажность. Ходъ периодическихъ измѣненій этихъ элементовъ опредѣляется температурою воздуха по преимуществу. Но уже было указано, что растительный покровъ значительно видоизмѣняетъ распределеніе температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха: кромѣ того, являясь испаряющею поверхностью, оуъ увеличиваетъ запасъ паровъ въ ближайшихъ къ нему слояхъ воздуха; наконецъ оуъ совершенно измѣняетъ условия обмена въ прилегающихъ слояхъ воздуха.

Если сопоставить эти факты, то должно придти къ тому заключенію, что въ среднемъ влажности и абсолютная, и относительная должны вообще увеличиваться въ нижнихъ слояхъ воздуха въ присутствіи растительнаго покрова. Чѣмъ выше будетъ температура покрова, тѣмъ больше должна быть абсолютная влажность въ воздухѣ надъ покровомъ. Въ самой массѣ покрова *при insolmii*, вслѣдствіе затрудненнаго растеніями обмена воздуха, абсолютная влажность должна повышаться или оставаться безъ перемѣны. Рѣже вслѣдствіе усиленнаго испаренія съ поверхности растительнаго покрова при высокихъ температурахъ наибольшая величина абсолютной влажности можетъ наблюдаться именно здѣсь, — на этой поверхности. Вверхъ отъ покрова она обычно двѣмъ падаетъ. Относительная влажность, вслѣдствіе безпріятственнаго об-

мѣна паровъ съ сосѣдними слоями воздуха надъ покровомъ и значительно затрудненнаго среди послѣдняго, обыкновенно при инсоляции — наибольшая вблизи почвы, среди покрова или рѣже на самой поверхности покрова. Надъ покровомъ она можетъ съ высотой и уменьшаться, и, рѣже, увеличиваться въ зависимости отъ того, мѣняется ли быстрое абсолютная влажность, или температура.

При излученіи наименьшая величина абсолютной влажности въ зависимости отъ температуры здѣсь должна быть у почвы или на поверхности покрова, если температура на поверхности покрова понизилась настолько, что пары начали конденсироваться въ воду, ясно, что абсолютная влажность здѣсь будетъ уже уменьшаться по сравненію съ слоями, гдѣ конденсація еще не наступила. Не маюважное значение имѣеть и обмѣнъ воздуха, или подтеканіе внизъ воздуха, охлаждаемаго излученіемъ вблизи поверхности покрова: и въ томъ, и въ другомъ случаѣ измѣненія влажности по вертикали будутъ въ известной мѣрѣ сглажены. Относительная влажность при излученіи или будетъ наибольшая у поверхности растительнаго покрова, или отсюда увеличивается къ почвѣ: надъ по-



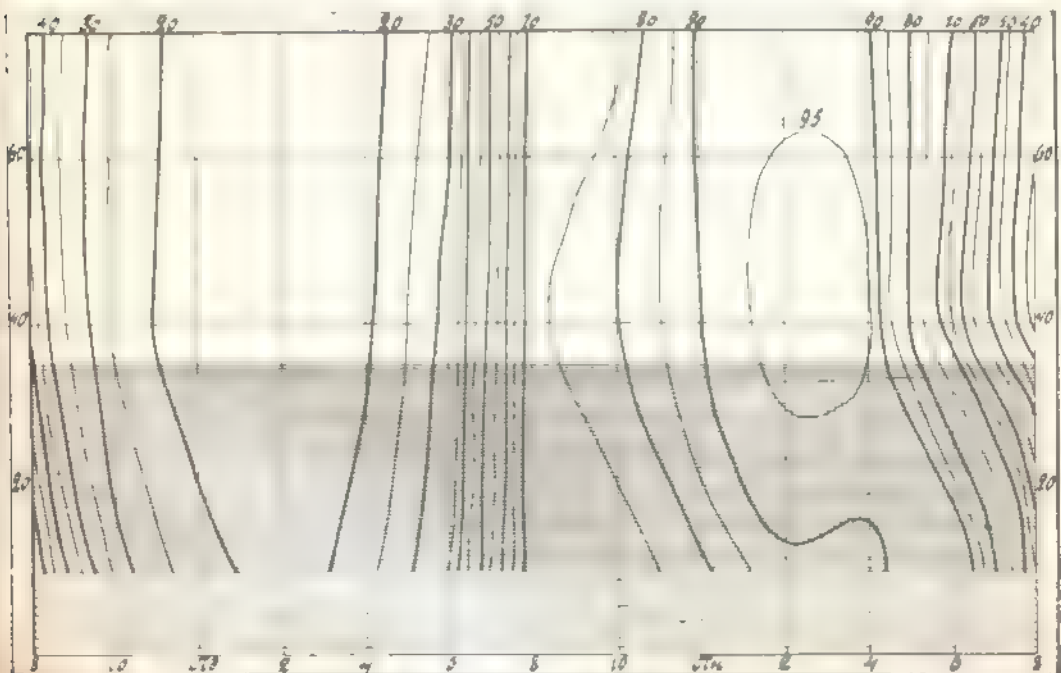
Черт. 71. Распределение абсолютныхъ влажностей въ слояхъ воздуха въ присутствіи и крова курчакъ въ осенній періодъ при 15 м. высоты — плотно сомкнутая поверхность хвои.

кровомъ она или увеличивается, или уменьшается въ зависимости отъ того, достигли ли при наблюдаемыхъ температурахъ пары конденсаціи или нѣтъ.

Наибольшее влияние растительный покровъ на влажность обнаруживаетъ въ ясные дни и при тихой погодѣ; въ пасмурные дни или при вѣтрѣ и влияние покрова выражено меньше рѣзко.

Всѣ отмѣченные здѣсь факты имѣютъ мѣсто какъ для травяного покрова, такъ и для лѣса.

Вообще всѣ вопросы, сюда относящіяся, за последнее время были обстоятельно разработаны и при наблюденияхъ получили опытное подтвержденіе въ изслѣдованіи Рудовица, гдѣ приведены ряды примѣровъ въ подтвержденіе сказаннаго. Здѣсь можно привести черт. 71 и 72, прекрасно иллюстрирующие наиболее типичный случай влияния соснового молодого вѣтшденія на влажность. Изогеты влажности построены на основаніи ежедневныхъ наблюдений на разныхъ высотахъ. На чертежахъ видно ясно, что для абсолютной влажности минимумъ наблюдается ночью вблизи покрова, днемъ — тоже минимумъ (ср. стр. 114) вблизи покрова, максимумъ вблизи покрова утромъ и вечеромъ. Для относительной влажности области наивысшей и наивысшей влажности совпадаютъ съ временемъ наибольшихъ температуръ (ср. съ чер. 45, стр. 115). Какъ и въ случаѣ температуры, всѣ измѣненія последовательно распространяются вверхъ и внизъ отъ дѣятельнаго слоя т. е. поверхности покрова.



Черт. 72. Распределеііе относительныхъ влажностей въ нижнихъ слояхъ воздуха въ присутствіи покрова дурнича пизе (сосна въ ппт-мнннѣ); на 35 см высоты—плотно сомкнутая поверхность хвои.

Изъ сказаннаго слѣдуетъ заключить, что лѣсъ, дѣйствующій какъ и всякій растительный покровъ, по сравненію съ окружающими мѣстностями всегда будетъ увлажнять воздухъ, будетъ способствовать сохраненію влажности, уменьшая ея колебанія. Исследования въ этомъ направленіи показали дѣйствительно, что лѣсъ вообще дѣйствуетъ на влажность именно такимъ образомъ.

Такъ по наблюденіямъ лѣсныхъ опытныхъ станцій въ Пруссіи относительная влажность лѣса оказалась больше той же величины для соседняго поля въ различныхъ древесныхъ породахъ на слѣдующія величины.

	разность лѣсъ—поле:		
	сосна	ель	букъ
среднее годовое	5%	4	3.5
наибольшая	14 (лѣто)	7.5 (лѣто)	10 (лѣто)
наименьшая	1 (зима)	0.4 (зима)	—2.5 (весна).

При наблюденіяхъ въ Велико-Анадольскомъ лѣсн. (Екатериносл. губ.) лѣтомъ иногда относительная влажность въ лѣсу была больше, чѣмъ на полѣ, на 19⁰ „ Наблюденія на Австрійскихъ опытныхъ станціяхъ показали, что при затѣнѣ лѣтомъ на различныхъ высотахъ въ буковомъ лѣсу и на полѣ было:

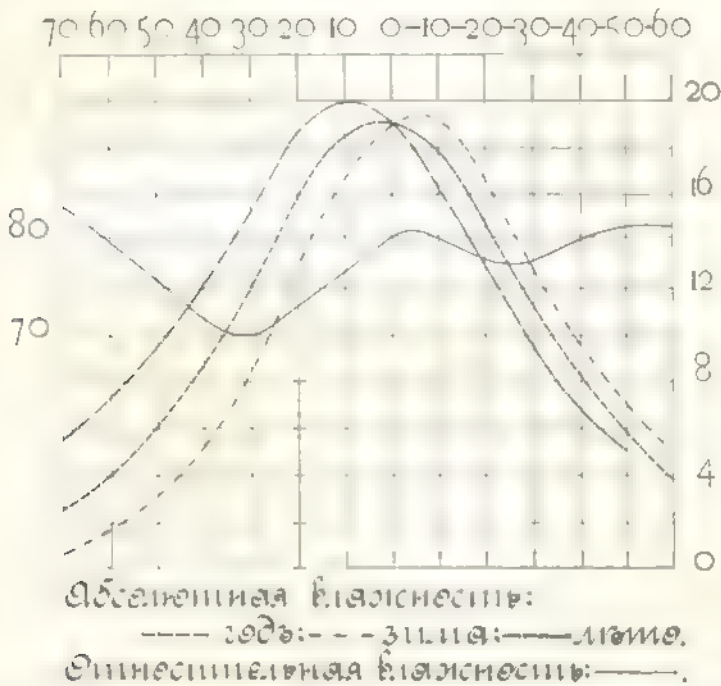
	разность лѣсъ—поле:		
высота надъ почвою въ м.	5	11	15.5
абсолютная влажность	1.85	1.91	1.95
относительная влажность	днемъ	13.5%	12.9
	ночью	9.4	10.8
		10.8	10.9

Наконецъ тѣже наблюденія на радиальныхъ станціяхъ показали, что при вѣтрѣ массы воздуха, *проникая въ лѣсной массивъ*, переносятъ пары и увеличиваютъ абсолютную и относительную влажность на опушкѣ лѣса и даже вблизи его на нѣкоторомъ разстояніи на полѣ съ подвѣтренной стороны (въ нѣкоторыхъ случаяхъ на 1—2 мм абсолютную и до 2⁰ „ относительную). Проходи *надъ лѣсомъ*, массы воздуха увеличиваютъ свою влажность въ утренніе и вечерніе часы (въ нѣкоторыхъ случаяхъ на 17⁰ „), днемъ ее уменьшаютъ.

47 **Распределение влажности по земной поверхности.** Та тѣснѣйшая связь между влажностью и температурой воздуха, которая ясно обрисовалась въ сказанномъ выше, должна отразиться и на распределеніи паровъ въ нижнемъ слое атмосферы. По Ханну линія равной упругости пара должны поэтому въ среднемъ годовомъ близка совпадать съ изотермами, абсолютная влажность будетъ вообще убывать отъ экватора къ полюсамъ, и это показываютъ дѣйствительно наблюденія. Для относительной влажности зависимость отъ температуры въ среднемъ годовомъ болѣе сложна, чѣмъ для абсолютной; на нее могутъ вліять кромѣ температуры и нныя обстоятельства (родъ дѣятельнаго слоя). Поэтому ея распределение по земной поверхности должно быть менѣе правильно на океанахъ она по наблюденіямъ близко одинакова во всѣхъ широтахъ; на материкахъ убываетъ отъ береговъ во внутрь континентовъ въ низкихъ широтахъ, въ болѣе высокихъ широтахъ тоже наблюдается лѣтомъ, зимою же, вслѣдствіе сильнаго охлажденія материковъ, она увеличивается отъ

береговъ къ среднимъ континентамъ. Вообще можно, по Ханну, формулировать кратко зависимость распределения влажности отъ температуры такъ абсолютная влажность возрастаетъ въ нижнемъ слое воздуха тамъ, гдѣ растетъ температура, относительная убываетъ, и обратно.

Аррениусъ вычислилъ нормальныя среднія годовыя для абсолютной и относительной влажности по широтамъ такъ же, какъ это сдѣлано для температуры. Черт. 73 даетъ на основаніи этихъ чиселъ для влажности распределение по широтамъ. Если его сопоставить съ черт. 62 (стр. 140) и съ тѣмъ, что было сказано о распределеніи температуръ по широтамъ, то видно, что дѣйствительно и здѣсь абсолютная влажность слѣдуетъ за температурой на термическомъ экваторѣ она наибольшая, у полюсовъ наименьшая; максимумъ ея перемѣщается вмѣстѣ съ перемѣщеніемъ термическаго экватора.



Черт. 73. Распределение абсолютной и относительной влажностей по широтамъ

Удовлетворительныя изолініи для распределенія влажности по земной поверхности имѣются только для нѣкоторыхъ отдѣльныхъ странъ (Россія—см. Климатол. Атл. Н. Гл. Физ. Обс.).

Наименьшія величины влажности наблюдались въ пустыняхъ сѣверной Африки: въ среднемъ мѣсячномъ относительная влажность здѣсь падаетъ до 20%. Въ отдѣльныхъ случаяхъ я въ другихъ мѣстностяхъ наблюдались влажности до 15—10%, попадающіяся въ метеорологическихъ таблицахъ цифры ниже этихъ при настоящихъ методахъ измѣренія влажности вообще сомнительны.

46. Конденсація паровъ; ея различные случаи. До сихъ поръ разсматривались только тѣ пары, которые еще не достигли состоянія насыщения. Но свыше иѣкотораго предѣльнаго количества или иѣкоторой предѣльной упругости пары въ воздухѣ при данной температурѣ содержатся вообще не могутъ. Какъ только воздухъ достигъ такой предѣльной упругости паровъ или предѣльнаго ихъ количества, онъ *насыщенъ* водяными парами.

Если какимъ бы то ни было образомъ воздухъ переходитъ черезъ состояніе насыщения, пары изъ него выделяются въ капельно-жидкомъ видѣ, *конденсируются*. Когда образовавшіеся такимъ образомъ частицы воды достигнутъ 0°, онѣ перейдутъ въ твердое состояніе. Пока эти частицы живой зоиы или мельчайшіе кристаллы льда носятся въ воздухѣ обособленными, раздѣленными большими разстояніями, они уменьшаютъ только его прозрачность, дѣлая его при возрастаніи ихъ количества мало по малу мутнымъ, вследствие неправильныхъ отраженій или диффузиі свѣта отъ ихъ поверхностей. Когда они образуютъ скопленія, иногда достигающія огромныхъ размѣровъ, они являются намъ *облаками*, продолжая еще сохранять сравнительно незначительные размѣры. Увеличиваясь въ объемъ и достигнувъ значительныхъ размѣровъ, они начинаютъ падать на земную поверхность, образуя *тучки*.

Выдѣленіе воды въ капельно-жидкомъ видѣ изъ насыщеннаго паромъ воздуха можетъ быть вызвано *только пониженіемъ его температуры*; никакими другими условіями конденсація паровъ не можетъ быть достигнута. Для конденсаціи однако, кромѣ пониженія температуры, какъ уже было указано (стр. 33, 34) необходимо еще присутствіе въ воздухѣ пылиннокъ или же ионовъ, которые являются центрами конденсаціи.

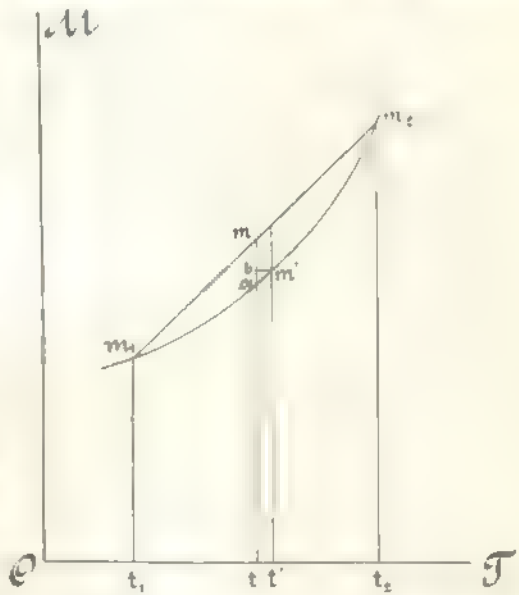
Охлажденіе массъ воздуха, вызывающее конденсацію, можетъ произойти различными путями или вследствие излученія, или при смѣшеніи массъ воздуха разной температуры, или наконецъ при попятіи воздуха въ восходящемъ потокѣ.

Перѣдко можно наблюдать, что на почвѣ, покрытой густою растительностью, особенно послѣ дождя, къ вечеру, при тихой погодѣ появляется слой тумана, разстигающійся плотною, білою пленкою надъ самою почвою или надъ растительностью; *вечернее отлаженіе почвы или травы вслѣдствіе приземлѣнннхъ* настолько понижаетъ въ этомъ случаѣ температуру воздуха, что этотъ послѣдній, перейдя черезъ точку насыденія, выдѣляетъ избытокъ своей воды въ видѣ капельъ и образуетъ слой тумана. Подобные поземные туманы, стелющиеся густою пленкою по поверхности

земли, — обычное явление на низких и болотистых мѣстахъ. Эти туманы — именно простѣйшій случай конденсации водяныхъ паровъ.

Второй возможный случай, приводящій къ конденсации и который въ действительности наблюдается, — это *смѣшеніе двухъ воздушныхъ массъ разной температуры, близкихъ къ насыщенію*. Случай этотъ есть слѣдствіе того основного факта, что количество паровъ, нужныхъ для насыщения данного объема воздуха, растетъ быстрее, чѣмъ температура, и обратно. На этомъ основаніи Гуттономъ было сформулировано положеніе, составляющее прямое слѣдствіе этого основного факта,

для двухъ смѣшивающихся, весьма близкихъ къ насыщенію массъ воздуха абсолютная влажность смеси всегда будетъ меньше полусуммы абсолютныхъ влажностей смѣшивающихся массъ. Исходя изъ положенія Гуттона, легко даже графически, не только численно, определить количество конденсировавшихся въ каждомъ данномъ случаѣ смѣшенія паровъ. Въ самомъ дѣлѣ, если на оси абсциссъ черт. 74 отложить температуры, а на оси ординатъ количество паровъ, нужныхъ для насыщенія единицы



Черт. 74. Определение графически количества паровъ, конденсировавшихся при смѣшеніи воздушныхъ массъ.

объема воздуха при данной температурѣ, то получится кривая $m_1 m_2$. Пусть температура одного куб. метра воздуха и количество паровъ, нужныхъ для насыщения при этой температурѣ воздуха, соответственно будутъ t_1 и m_1 ; пусть затѣмъ съ этимъ воздухомъ приходитъ въ прикосновение другой, для котораго соответственно температура и количество паровъ — t_2 и m_2 . При смѣшеніи этихъ массъ въ равныхъ количествахъ получится температура смеси $t = \frac{t_1 + t_2}{2}$ и количество паровъ въ единицѣ объема $\frac{m_1 + m_2}{2} = m$ (ордината mt); а такъ какъ количество паровъ, нужныхъ для насыщенія при температурѣ t , меньше m (ордината at), то избытокъ (отрѣзокъ am) дол-

женъ выдѣлится въ капельножидкомъ видѣ. На самомъ дѣлѣ температура смѣси будетъ не t , а нѣкоторая t' — выше, чѣмъ t , потому что конденсація паровъ сопровождается выдѣленіемъ теплоты парообразования: количество паровъ, насыщающихъ при этой температурѣ воздухъ, будетъ m' . Тогда, проводя прямую $m'b$, параллельную оси абсциссъ, легко видѣть, что количество паровъ, соответствующее отръзку mb , выдѣлится въ капельножидкомъ видѣ. Исследования Бецольда этимъ именно методомъ показали, что значительныхъ осадковъ путемъ смѣшенія не можетъ образоваться: по облака въ дѣйствительности смѣшеніемъ массъ воздуха различной температуры образуются.

Третій процессъ, сопровождаемый образованіемъ жидкой воды, это — *конденсація паровъ въ сильныхъ восходящихъ потокахъ*, вызванныхъ усиленною инсоляцією земной поверхности. Поднимаясь вверхъ, воздухъ начинаетъ быстро расширяться, охлажденіе (см. стр. 93—99) поднимающихся воздушныхъ массъ, сопровождающее этотъ процессъ, переня известнѣй предѣлъ, ведетъ къ конденсаціи водяныхъ паровъ, содержащихся въ поднимающемся потокѣ. Въ зависимости отъ того, насколько охладился поднимающійся воздухъ или какъ далеко подвинулась конденсація водяныхъ паровъ, можно различать нѣсколько *стадій* въ восходящемъ потокѣ.

Пусть нѣкоторая масса воздуха, нагрѣтого вблизи земной поверхности до нѣкоторой определенной температуры и содержащаго определенное количество водяныхъ паровъ, начала подниматься, будучи легче окружающаго ее слоевъ воздуха. До тѣхъ поръ, пока пары остаются въ этомъ поднимающемся воздухѣ не насыщающими пространства, воздухъ этотъ будетъ, расширяясь, охлаждаться по адиабатическому закону и температура данной массы воздуха будетъ падать на 1° на каждые 100 метровъ поднятія. Это будетъ *первая*, — *сухая стадія* процесса поднятія, характеризующаяся тѣмъ, что поднимающаяся масса состоитъ только изъ воздуха и водяныхъ паровъ, не насыщающихъ пространство; вертикальный температурный градиентъ въ теченіе всей этой стадіи равенъ единицѣ (1).

Какъ только температура поднимающейся массы воздуха понижется настолько, что пары, содержащиеся въ ней, перейдутъ черезъ точку насыщенія, наступаетъ при температурахъ выше 0° *вторая*, — *дождевая стадія*; она характеризуется тѣмъ, что къ двумъ составнымъ частямъ сухой стадіи поднимающагося воздуха при переходѣ его въ дождевую стадію прибавляется еще жидкая вода, образовавшаяся изъ паровъ, перешедшихъ въ капельножидкое состояніе. Смотря по тому, будетъ ли образуемая вода увлекаться цѣни-

гомъ поднимающимися массами, или же будетъ выдѣляться изъ нихъ, падая внизъ, дождевая стадія распадается на двѣ фазы: фазу только образованія облаковъ или фазу не только образованія облаковъ, но и выпаденія изъ нихъ дождя. Во всякомъ случаѣ законъ измѣненія температуры въ этой дождевой стадіи восходящаго потока будетъ отличаться отъ сухой стадіи; выдѣляющаяся при конденсаціи теплота парообразованія, покрывая до известной степени охлажденіе отъ уменьшенія упругости, уменьшитъ температурный градиентъ въ этой стадіи до $0^{\circ},5$ и даже меньше; и величина этого градиента будетъ мѣняться съ измѣненіемъ температуры воздушной массы.

Температура воздуха при поднятіи можетъ опуститься ниже 0° , при насыщеніи въ этомъ случаѣ для поднимающейся массы воздуха можетъ наступить одна изъ двухъ дальнѣйшихъ стадій процесса поднятія. Если предварительно поднимавшійся воздухъ прошелъ чрезъ дождевую стадію, сопровождающуюся образованіемъ болѣе или менѣе крупныхъ капель воды, тогда при температурахъ ниже 0° вода можетъ некоторое время оставаться *не замерзшею*. Но, когда охлажденіе достигаетъ известнаго предѣла, вода переходитъ въ твердое состояніе, — замерзаетъ въ ледяныя кристаллы. Если водяныя капли достигли предварительно болѣе или менѣе значительныхъ размѣровъ и достаточно переохладились, образованіе кристалловъ льда можетъ пойти достаточно быстро, кристаллы могутъ начать быстро смерзаться и образовать массы льда крупныхъ размѣровъ въ видѣ града. Это будетъ *стадія градовая*, при которой, кромѣ воздуха и насыщеннаго пара, поднимающіяся массы содержатъ еще капельно-жидкую воду въ переохлажденномъ состояніи, а въ моментъ образованія града — и твердый ледъ. Температурный вертикальный градиентъ здѣсь явно одинаковъ съ дождевой стадіей при прочихъ равныхъ условіяхъ.

Особенно легко образованіе града можетъ пойти въ томъ случаѣ, если массы воздуха, содержащаго переохлажденную воду, встрѣяты при своемъ движеніи слой каппы либо путемъ образованія здѣсь ранѣе кристалловъ льда. Затвердѣваніе переохлажденныхъ массъ воды можетъ пойти такъ быстро и такъ причудливо, что этимъ путемъ могутъ возникнуть самыя странныя и разнообразныя формы градинъ.

Въ томъ случаѣ, когда воздухъ насыщенъ водяными парами при температурѣ ниже 0° или охлаждается медленно ниже 0° , можетъ наступить выдѣленіе ледяныхъ кристалловъ безъ образованія водяныхъ капель. Это будетъ *стадія снѣговая*, отличающаяся отъ

градовой присутствиемъ вмѣсто жидкой или переохлажденной воды, льда, т. е. воды въ твердомъ состояніи. Такъ какъ теперь, очевидно, должно выдѣляться тепло плавленія, то ясно, что вертикальный температурный градіентъ при прочихъ равныхъ условіяхъ здѣсь меньше, чѣмъ въ дождевой или градовой стадіи при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ ⁴⁾.

Коренное различіе между четырьмя этими стадіями процесса поднятія воздушныхъ массъ состоитъ въ томъ, что въ то время, какъ въ сухой стадіи идетъ прямое охлажденіе поднимающагося воздуха или нагрѣваніе въ случаѣ его опусканія, въ дождевой стадіи къ этому процессу адиабатическаго охлажденія или нагрѣванія присоединяется еще выдѣляемая конденсациею теплота перехода изъ газообразнаго въ жидкое состояніе или обратно (теплота испаренія). Въ снѣговой стадіи присоединится къ этому процессу еще и теплота плавленія.

47. Строеііе тумана и облаковъ; процессы ихъ образованія. Изъ сказаннаго выше вытекаетъ, что наблюдаемыя въ атмосферѣ формы облаковъ должны быть по своему строеіію раздѣлены на двѣ категоріи: облака изъ воды въ жидкомъ видѣ и облака изъ ледяныхъ кристалловъ.

При подъемѣ на горы, равно какъ и полетахъ воздухоплавателей на воздушныхъ шарахъ неоднократно констатированъ былъ фактъ, что строеііе облака первой категоріи, т. е. изъ воды въ жидкомъ видѣ, когда наблюдатель окруженъ имъ со всѣхъ сторонъ, ничѣмъ не отличается отъ обыкновеннаго тумана, наблюдаемаго вблизи земной поверхности: что наблюдателю казалось снизу облакомъ, то наблюдателю, попавшему въ такое облако, представля-

⁴⁾ Было бы, однако, ошибочно думать, что при пониженіи температуры воздуха ниже 0° должна непременно наступить въ случаѣ его насыщенія немедленно же снѣговая стадія. Современное состояніе вопроса о сосуществованіи одновременно разлнчныхъ состояній (фазъ) для одного и того же физическаго тѣла совершенно определенно допускаетъ существованіе жидкой фазы при температурахъ, вышнхъ точки плавленія даннаго физическаго тѣла. Соответствено этому и непосредственныя наблюденія надъ строеііемъ облаковъ указываютъ, какъ это будетъ видно далѣе, вполнѣ определенно здѣсь наличность жидкой воды при температурахъ много выше 0° (до —20°).

Будетъ интересно, быть можетъ, здѣсь отмѣтить еще попутно слѣдующій фактъ. Наученіе упругости паровъ воды, насыщающихся въ присутствіи жидкой или твердой ея фазы воздухъ, показываетъ, что при сосуществованіи одновременно этихъ двухъ фазъ смѣсь сама собою непременно въ концѣ концовъ должна превратиться въ такую, которая будетъ содержать одну только *твердую* воду. Упругость насыщающихся паровъ надъ льдомъ при прочихъ равныхъ условіяхъ всегда меньше, чѣмъ надъ водою. Поэтому при сосуществованіи твердой и жидкой фазы всегда будетъ имѣть мѣсто перегонка воды съ жидкихъ поверхностей капель на ледяные кристаллы, такимъ образомъ медленно нарастающіе, вплоть до полнаго исчезновенія жидкой воды.

лось туманомъ и обратно. Когда такимъ образомъ установлено было тождество облака съ туманомъ, возникъ вопросъ, какимъ же образомъ можетъ вода въ жидкомъ видѣ держаться на известной высотѣ въ равновѣсш, какъ это имѣетъ мѣсто въ облакѣ или туманѣ. Казалось невѣроятнымъ, чтобы мельчайшія частицы тумана могли состоять изъ капелекъ воды, которая въ 780 разъ плотнѣе воздуха, и чтобы эти капельки могли висѣть, не падая тотчасъ же, въ воздухѣ. Этотъ вопросъ долгое время былъ открытымъ и рѣшенъ сравнительно недавно.

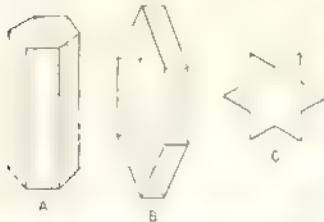
Въ 1880 году Дайнесъ, наблюдая подъ микроскопомъ водяные шарики, изъ которыхъ состоятъ густые туманы Англш, пришелъ къ заключенію, что наблюдаемыя имъ частички тумана—настоящія капельки воды, размѣры которыхъ колеблется отъ 0.016 до 0.127 мм. Позднѣ подобныя же наблюденія сдѣланы Ассманомъ на Брокенѣ; вершина послѣдняя, — особенно въ холодное время года, — находится какъ разъ въ той области, въ которой происходитъ наиболѣе энергичное образованіе облаковъ. Рядъ наблюденій, произведенныхъ здѣсь, привелъ Ассмана къ убѣжденію, что все наблюдаемыя имъ формы облаковъ, состоящихъ изъ жидкихъ частицъ воды, составлены изъ настоящихъ капелекъ, размѣры которыхъ колеблется между 0.006 и 0.035 мм.; капельки эти наблюдались еще жидкими при 10° и тогда, когда онѣ касались какого нибудь твердаго тѣла (предметнаго стекла микроскопа), онѣ моментально превращались въ ледяную массу, внутри которой ни разу не удалось обнаружить присутствія воздуха.

Можно и теоретически показать, что капельки, изъ которыхъ состоятъ туманъ или облако, не могутъ быть полными шариками, заключающими внутри воздухъ. Давленіе внутри пузырька, рассчитанное на основаніи теорш капиллярныхъ силъ, можетъ дойти, при наблюдаемыхъ размѣрахъ капелекъ, до 2-хъ атмосферъ, чего конечно не могла бы выдержать тонкая водяная пленка, обтекающая такой полный шарикъ.

Чтобы поддержать эти капельки въ воздухѣ, достаточно слабѣйшаго восходящаго потока. Расчеты Стокса и Максвелла показали, что при скорости восходящаго потока 0,6 м. въ секунду капельки уже не падаютъ: въ совершенно спокойномъ же воздухѣ ихъ паденіе такъ медленно, что оно едва замѣтно для наблюдателя.

Относительно облаковъ, состоящихъ изъ ледяныхъ кристалловъ, наблюденія показываютъ, что облака эти могутъ состоять какъ изъ однихъ чистыхъ кристалловъ снѣга, такъ и изъ воды въ смѣси съ

кристаллами. Вода при замерзании кристаллизуется в гексагональной системе, чаще всего в вид гексагональной призмы с углами в 120° значительной высоты по сравнению с основанием (черт. 75 А).



Черт. 75. Формы кристаллизации льда

(черт. 75 А). Иногда в средней России — при ясной, морозной погоде подобные кристаллы заметны рвющими в нижних слоях воздуха в вид иголочек. Вторая форма — гексагональная же призма, но с малой высотой, встречается рже предыдущей (черт. 75 В). Наконец третья форма, встречающаяся еще рже, — это гексагональная звездочка или, правильнее, листочек очень малой толщины сравнительно с его поверхностью (черт. 75 С).

Теперь необходимо прослдить процессы образования облаков. За последнее время изслдования А. Клейтона, Отхоффа и др. дали богатый материал в этом направлении.

При существовании в атмосфер известнаго рода условий возникает восходящий поток влажнаго и теплаго воздуха. Чтобы результатом такого потока явилась конденсация паров, массы влажнаго воздуха должны, пройдя сухую стадию процесса подвятия, непременно охладиться до стадии дождевой. Такъ какъ на сравнительно близкихъ разстоянняхъ термическая условия в атмосфер будутъ близкао одинаковы, то и высота, на которой начинается конденсация паровъ в этомъ случа, будетъ в соседнихъ точкахъ одинакова; поэтому нижняя граница облака, образуемаго восходящимъ потокомъ, обыкновенно характеризуется тмь, что она близка къ горизонтальной. Съ поднятиемъ массъ воздуха быстро растетъ толщина облака. Но, такъ какъ восходящий потокъ иметъ всегда ограниченныя горизонтальныя размры, то, какъ только в немъ пачалось движение массъ воздуха вверхъ, боковыя массы, подь влияниемъ трения о соседне спокойныя слои воздуха, будутъ иметъ скорости меньшия, чмь центральная часть потока, а слдовательно всегда будутъ отставать отъ этихъ послднихъ. Поэтому в средине облако парастаетъ быстре, чмь по краямъ; а отсюда типичная куполообразная форма этихъ облаковъ съ рзко ограниченнымъ горизонтальнымъ основаниемъ. Такимъ чинемъ путемъ возникаютъ *кучевыя облака* в сравнительно спокойной атмосфер. Черт. 76 в а, в, с даетъ три послдовательныя фазы образования кучевого облака, наблюдавпияся А. Клейтономъ. При существова-

ния

внѣ сильныхъ воздушныхъ теченій съ различными скоростями вверху перѣлко вскорѣ послѣ своего образованія облака эти начинаютъ терять свою правильную форму, вытягиваясь въ горизонтальномъ направленіи, а иногда даже разрываются на отдѣльныя клочья быстро бѣгущихъ бѣлыхъ.



Черт. 76. Последовательныя стадіи развитія кучевого облака по Х. Клайтону.

рѣзкоочерченныя облаковъ. На черт. 78 въ e, f, g видны последовательныя преобразованія, по наблюденіямъ Клайтона, кучевого облака подъ дѣйствіемъ вѣтра.

Въ лѣтнее время при большихъ градиентахъ неустойчиваго равновѣсія (— а это обыкновенно бываетъ при очень теплой и влажной погодѣ) можетъ возникнуть восходящій потокъ влажнаго воздуха, имѣющій большія вертикальныя скорости. При этихъ усло-



Черт. 77. Грозовое облако въ стадіи его полнаго развитія по Х. Клайтону

внѣ массы движущагося воздуха не только пройдутъ дождевую стадію, но могутъ перейти въ стадію градовую. Въ этомъ случаѣ, при температурахъ ниже 0° , вода можетъ остаться въ переохлажденномъ видѣ и встрѣтитъ благоприятныя условія для образованія града. Сверху такого облака можетъ начаться мало по малу при дальнѣйшемъ охлажденіи переходъ въ сыговую стадію съ образованіемъ весьма мелкихъ кристалловъ льда. Въ этомъ послѣднемъ случаѣ такое облако представляется сверху окруженнымъ нитевидной бахромою тонкихъ ледяныхъ перистыхъ облаковъ. Образованіе этихъ облаковъ обыкновенно сопровождается сильными возмущеніями въ электрическомъ полѣ атмосферы съ электрическими разрядами въ видѣ грозы, отчего облака эти (въ общежитіи *тучи*) получили названіе *грозовыхъ*. Черт. 77 наглядно иллюстрируетъ,

по Кляйтону, переходъ при сильномъ восходящемъ потокѣ кучевого облака въ грозовое: характерна вытянутая вверху вправо на черт. полоса перистыхъ облаковъ. Стрѣлки чертежа указываютъ ту циркуляцію воздуха, которая обычно возникаетъ и установлена наблюдениями для грозового облака. Огромные запасы воды, содержаемые въ этомъ случаѣ восходящими массами воздуха, вполне объясняютъ тѣ ливни, которыми нерѣдко сопровождается такая облака. Какъ велика иногда можетъ быть масса такого облака, показываетъ одинъ примѣръ: Риггенбаху на вершинѣ Зенгиса удалось наблюдать грозовое облако, основаніе котораго лежало на высотѣ 2800 м. надъ уровнемъ моря, а вершина—на высотѣ 13000 м.; толщина облака доходила до 10 сличномъ километровъ.



Черт. 78. Последовательныя преобразования кучевого облака подъ дѣйствіемъ вѣтра по А. Кляйтону

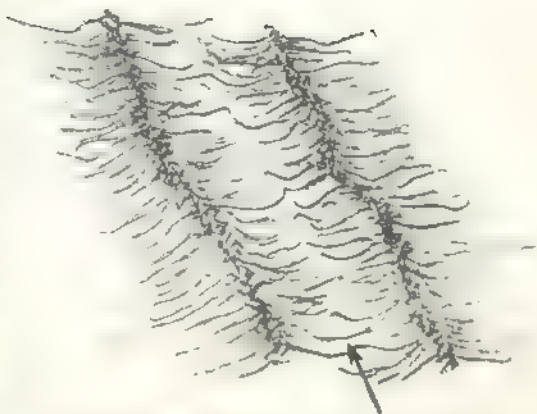
Облака, возникающія непосредственнымъ вѣдствіемъ излученія охлажденія, представляютъ собою обыкновенно растянутые на значительныя разстоянія однообразныя слоистыя покровы; процессъ образованія этихъ облаковъ сравнительно простъ.

На стр. 162 было уже указано, какимъ образомъ возникаютъ поземныя туманы, густою пеленою одѣвающіе земную поверхность во влажныхъ мѣстахъ при ночномъ охлажденіи излученіемъ. Такъ какъ съ образованіемъ тумана начинается лучеиспусканіе съ его поверхности, то этимъ самымъ создаются на его поверхности условія для дальнѣйшаго наростанія въ высоту: такимъ именно образомъ могутъ возникнуть вытянутые въ горизонтальномъ направленіи слои тумана отъ нѣсколькихъ сантиметровъ до 1000 метровъ въ толщину. При дневномъ повышевіи температуры слабый потокъ лучистой энергии, провѣивающій въ толщу тумана, а въ холодное время года, при свободной отъ снѣга поверхности почвы, даже почвенная теплота могутъ заставить своимъ нагреваніемъ нижніе слои тумана исчезнуть; такимъ образомъ туманъ можетъ отдѣлиться отъ поверхности почвы и даетъ тогда начало образованію *слоистыхъ облаковъ*. Такимъ именно путемъ наростанія сверху слоя тумана образуются слоистыя облака въ рѣчныхъ долинахъ въ почное время: утромъ съ восходомъ солнца эти облака поднимаются вверхъ; нерѣдко можно ихъ наблюдать плывущими надъ рѣками.

Значительно разнообразіе—формы облаковъ, являющіяся результатомъ процесса смѣшенія массъ воздуха различной темпера-

туры. Въ томъ слоѣ, гдѣ смѣшиваются такія двѣ массы, т. е. на поверхности ихъ соприкосновенія, подѣ дѣйствіемъ ничтожныхъ причинъ могутъ происходить вихреобразныя движенія, длинныя языки, вторгающіеся изъ одного слоя въ другой, нити, струи и т. п. Въ облакахъ смѣшенія поэтому наблюдается большее сравнительно съ предыдущими процессами, разнообразіе формъ отъ тонкихъ, нитевидныхъ *перистыхъ*, до такихъ плотныхъ и однородныхъ покрововъ, какъ нѣкоторыя производныя слоистыхъ (наприм. высокія слоистыя или слоисто-кучевыя). Чертежи 79, 80 и 81 очень наглядно иллюстрируютъ сказанное. Черт. 79 даетъ дѣйствительно наблюдавшееся 3 Юля 1892 г. Остхоффомъ образованіе полосъ перистыхъ облаковъ. Черт. 80 представляетъ образованіе перистыхъ облаковъ 11 Ноября 1902 г. и наконецъ черт. 81 наблюдавшееся 8 Августа 1902 г. образованіе перисто-кучевыхъ облаковъ.

Гельмгольцъ, разбирая движеніе двухъ различныхъ по температурѣ, влажности и плотности массъ воздуха, перемежающихся одна надъ другою въ

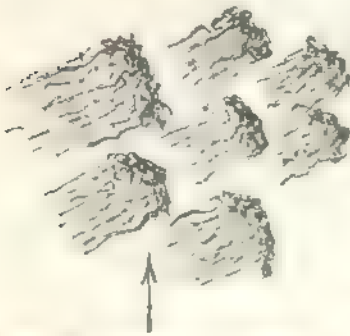


Черт. 79. Образованіе перистаго облака по Остхоффу



Черт. 80. Образованіе перистаго облака по Остхоффу

различныхъ направлѣнiяхъ и съ различными скоростями. показали, что при этомъ на поверхности ихъ соприкосновенiя должны возникнуть волны на подобiе тѣхъ, какія наблюдаются на поверхности



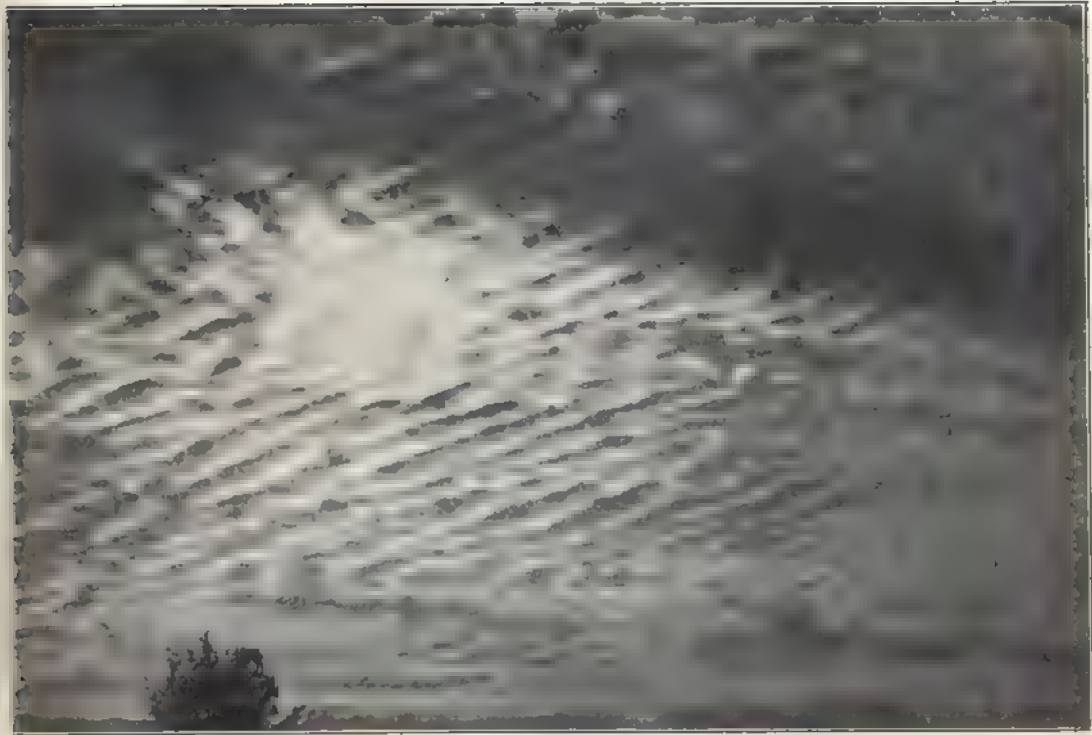
Черт. 51. Образование перисто-кучевого облака по Остхоффу

водоемовъ при движенiи надъ ними вѣтра,—съ тою только разницею, что воздушныя волны, въ силу малой плотности воздуха, должны отличаться большою длиною и высотой сравнительно съ волнами на водѣ. Если при этомъ болѣе влажный воздухъ находится, какъ обыкновенно, внизу, то на гребнѣ волны, имѣющей значительно большую высоту, чѣмъ ея нижняя поверхность, можетъ происходить уже конденсацiя паровъ, тогда какъ ниже, на днѣ волны, она еще не наступила; облачныя образованiя на верхушкахъ гребней расположатся тогда правильными рядами, раздѣленными свободными отъ облаковъ промежутками. Можетъ встрѣтиться такой случай, что двѣ системы подобныхъ волнъ накладываются одна на другую. Этимъ именно путемъ возникаютъ такъ называемыя *волнистыя* облака: перисто-кучевыя, слоисто-кучевыя, высокiя кучевыя и т. д. Черт. 52 представляетъ фотографическiй снимокъ съ волнистаго облака, закрывшаго собою солнце.

Само собою разумѣется, что соответственно процессамъ образованiя различныя формы облаковъ наблюдаются не одинаково часто въ одно и тоже время дня или года; ночью или зимою, при отсутствii восходящихъ потоковъ трудно ожидать возникновенiя кучевыхъ облаковъ, тогда какъ днемъ или лѣтомъ наоборотъ будутъ наиболее неблагоприятными условiя для образованiя слоистыхъ облаковъ.

Остается наконецъ замѣтить, что различныя частныя детали въ наблюдаемыхъ формахъ облаковъ обусловлены разными побочными процессами, всегда сопровождающими образованiе облаковъ; таковы напр. неправильныя очертанiя нижняго слоя дождевыхъ облаковъ, являющiяся результатомъ смѣшенiя различныхъ по своимъ температурамъ и влажностямъ массъ воздуха; таковы сильныя вздутiя кучевыхъ и грозовыхъ облаковъ, таковы всевозможныя прослойки, фестоны въ облакахъ и т. п.

Какъ особый родъ облаковъ восходящихъ потоковъ могутъ быть выдѣлены такъ называемыя *горныя облака* т. е. облачныя массы.



Черт. 82. Волнистое облако.

покрывающія склоны некоторыхъ горъ или окутывающія ихъ вершины; часто въ продолженіе значительныхъ промежутковъ времени эти облака остаются безъ перемѣны, несмотря даже на сильный вѣтеръ. Въ этихъ облакахъ непрерывно идетъ процессъ образованія снизу и распадешя наверху. При воднятіи по склонамъ горы, охлаждающа адабатически, воздухъ достигаетъ высоты, на которой начинается конденсація паровъ; отсюда начинается образованіе облака, растущаго въ высоту и мало по малу вытягивающагося до вершины горы. Часть облака, начинающая подниматься надъ вершиною горы, подхватываемая вѣтромъ, итѣющимъ большую скорость наверху, и разносимая имъ, много подняться надъ вершиною не можетъ. Поэтому такое облако является всегда рѣзко обрывающагося у вершины окутываемой имъ горы, тогда какъ снизу оно постоянно питается и поддерживается вновь притекающими массами воздуха. Для наблюдателя издали облако представляется

такимъ образомъ не измѣняющимъ своихъ размѣровъ, тогда какъ на самомъ дѣлѣ здѣсь непрерывно идетъ снизу процессъ образования, а сверху процессъ распадающаго облака¹⁾.

48. **Формы облаковъ ихъ классификація.** Въ основу современной классификаціи облаковъ положена классификація Л. Говарда, предложенная имъ въ началѣ прошлаго столѣтія. На основаніи процессову, играющихъ главнѣйшую роль при образованіи облаковъ Говардъ предложилъ четыре основныхъ типа облаковъ: *кучевыя* или облака восходящихъ потоковъ, *слоистыя* или облака охлажденія, *перистыя* или облака смѣшенія и наконецъ *дождевыя*, въ которыхъ процессъ конденсаціи паровъ пошелъ такъ далеко, что водяныя частицы потеряли уже способность ллпать въ воздухѣ и падаютъ на землю въ видѣ осадковъ.

Недостаточность этой классификаціи для опредѣленія типа облаковъ по ихъ вѣшнему виду повлекла за собой составленіе другой, болѣе полной, выработанной международнымъ метеорологическимъ конгрессомъ въ Парижѣ въ 1889 г. Въ основаніе подраздѣленія облаковъ вошли многочисленные фотографическіе ихъ снимки, сдѣланные на различныхъ метеорологическихъ обсерваторіяхъ. По этой послѣдней классификаціи различаютъ десять основныхъ типовъ облаковъ.

Прежде всего различаютъ облака по ихъ вѣшнимъ очертаніямъ, затѣмъ по ихъ высотѣ и наконецъ по процессамъ ихъ возникновенія. Схематически современная классификація можетъ быть представлена слѣдующимъ образомъ.

а) Отдѣльныя, рѣзко очерченныя формы (преимущественно при ясной погодѣ).

б) Вытянутые, распылчатые покровы (преимущественно при пасмурной погодѣ).

А. Самыя высокія облака, 10000 м. въ среднемъ

1. а. Перистыя (Cirrus, около 10000 м.).

2. б. Перисто-слоистыя (Cirgo-Stratus, около 7500 м.)

Б. Облака средней высоты, 3000—7000 м.).

3. а. Перисто-зучевыя (Cirgo-Cumulus, 6500 м.)

4. а. Высокія-кучевыя (Alto-Cumulus или Cumulo-Cirrus, 4000 м.).

5. б. Высокія-слоистыя (Alto-Stratus или Strato-Cirrus, 5000 м.).

¹⁾ Совершенно объясняемо отъ рассмотрѣнныхъ формъ облаковъ стоять сравнительно недавно сдѣланныя предположенія изслѣдователя *свѣтлостія* или *свѣтлостыя* облака. Эти блестящія, блестящаго цвѣта облака, иногда принимающія желтоватъ-зеленоватый оттѣнокъ, изрѣдка наблюдаемыя на вѣтромъ и почти темномъ небу въ среднихъ широтахъ, своими очертаніями напоминаютъ перистыя. Измѣривъ высоты этихъ облаковъ показали что она во много разъ превосходить высоту обычныхъ перистыхъ въ среднемъ она оказывается около 80 килом; въ изрѣчныхъ случаяхъ она достигала 170 килом. Наблюденія надъ поларизающею силой, рассеиваемого этими облаками, показываютъ, что они должны состоять изъ твердыхъ частицъ способныхъ отражать свѣтлые лучи. Будутъ ли эти частицы обычными кристаллами льда или необычайно тонкою пылью, несущеюся на этихъ высотахъ рѣшить затруднительно, повѣреніе или успѣвъ этихъ серебристыхъ облаковъ имѣть грандіознаго вулканическаго происхожденія Криватакъ указываетъ на болѣеую вѣроятность второго предположенія.

В. Низкія облака, 1000—2000 м.

6. а. Слоисто-кучевыя (Strato Cumulus, 2000 м.)
7. б. Дождевыя (Nimbus, 1500 м.).

Г. Облака восходящихъ потоковъ.

8. а. Кучевыя (Cumulus, вершина 1800, основаніе 1400 м.)
9. б. Грозовыя (Cumulo-Nimbus, вершина 3000—5000 м., основаніе 1400 м.).

Д. Поднявшійся туманъ.

10. Слоистыя (Stratus, ниже 1000 м.).

Типичныя внѣшніе признаки для этихъ формъ — слѣдующіе:

1. *Перистыя облака* (по международному обозначенію—Nc). Это раздѣльныя, тонкія облака витеобразнаго строенія, имѣющія видъ отдѣльныхъ нитей, или волоконъ, или чаще бороздки пера, обыкновенно бѣлаго цвѣта

2. *Перисто-слоистыя* (Ns—S.) — облака въ видѣ тонкаго бѣлесоватаго покрова, иногда только придающія бѣлесоватый отгѣнокъ небу; иногда они приобретаютъ строеніе, напоминающее перенутанныя нити. Эти облака обыкновенно служатъ причиною образованія круговъ около солнца и луны.

3. *Перисто-кучевыя* (Cg—Cu.), *барашки*. — Облака въ видѣ маленькихъ дисковъ или небольшихъ бѣлыхъ доскуточковъ, располагающіяся обыкновенно группами или полосами.

4. *Высокія кучевыя* (Al.—Cu), *крупныя барашки*. — Облака въ видѣ дисковъ или клочковъ большихъ размѣровъ, чѣмъ предыдущій типъ, бѣлыя или сѣроватыя. Диски или клочки обыкновенно расположены группами или полосами, нерѣдко сильно скученными.

5. *Высокія слоистыя* (Al.—S.) образуютъ по большей части однообразный покровъ, сѣроватаго или синевато-сѣраго цвѣта. Вблизи солнца или луны они представляютъ болѣе свѣтлую часть и являются, вмѣстѣ съ высокими кучевыми и слоисто-кучевыми, причиной образованія вѣдновъ. Солнце и луна чрезъ слой такихъ облаковъ теряютъ рѣзкіе контуры, кажутся блѣдными («водянистое» солнце или луна).

6. *Слоисто-кучевыя* (S—Cu.) — облака въ видѣ мощныхъ грядъ или валовъ; часто, въ особенности зимою, — растягиваясь по всему небу, даютъ ему видъ поверхности, покрытой крупными валобразными рядами облаковъ. Слой этихъ облаковъ не особенно толстъ, въ промежуткѣ между частями ихъ обыкновенно просвѣчиваетъ небо.

7. *Дождевыя* (N.) облака. Толстыя, темныя, безформенныя облака съ разорванными краями, сопровождающіяся продолжительными дождями или снѣгомъ. Въ промежуткахъ между ними обыкновенно виднѣтся слой болѣе высокіхъ перисто-слоистыхъ или высокіхъ слоистыхъ облаковъ.

8. *Кучевыя* (Cu) облака. Мощныя облака куполообразной формы съ горизонтальнымъ основаніемъ, рѣзко ограниченныя сверху и снизу и дающія рѣзкія тѣни отъ выдающихся частей, ярко-бѣлыя, когда они освѣщены солнцемъ, сѣрыя, когда они закрываютъ свѣтло, въ послѣднемъ случаѣ обыкновенно окружены ярко блестящими контурами или даже ореолами.

9. *Грозовыя* (Cu.—N.) облака. Мощныя массы облаковъ въ видѣ горъ, башенъ и т. п., часто оканчивающіяся кверху покровомъ нитеобразнаго строе-

пія (ложныя перистыя), а снизу облакамп, похожыя на дождевыя. Чрезвычайно типичныя облака, сопровождаемыя скоро преходящими дождями, ливнями, шквалами и вѣтхо—грозами.

10. *Слоистыя* (S.). Облака, происшедшія изъ подвѣивающаго тумана, представляютъ собою ровный однообразный слой, непрозрачную зеленую затягивающій небо.

Приведенная классификація облаковъ конечно оставляетъ большой просторъ для наблюдателей, оценка ея облаковъ — дѣло очень субъективное; но другого средства для изученія формъ облаковъ нѣтъ.

19. Высота облаковъ: ея періодическія измѣненія. Изъ всего того, что сказано выше о строеніи облаковъ, само собою вытекаетъ, что немислимо ожидать возникновенія облаковъ изъ ледяныхъ кристалловъ (напр. перистыхъ) тамъ, гдѣ температура выше 0°, равно какъ и наоборотъ невозможно существованіе облаковъ изъ капельно-жидкой воды на тѣхъ высотахъ, гдѣ температура постоянно значительно ниже 0°. Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что различнымъ типамъ облаковъ соответствуютъ и болѣе или менѣе опредѣленныя высоты.

Чтобы измѣрить высоту какого нибудь облака, приближать къ помощи нефоскоповъ, теодолитовъ или фотограмметровъ. Наиболее точно и просто вопросъ о высотѣ облаковъ рѣшается двумя последними приборами. Устройство теодолита общеизвестно; фотограмметръ отличается отъ теодолита только тѣмъ, что на горизонтальной оси прибора параллельно съ зрительною трубкою прицѣпляется фотографическая камера, которою снимается измѣряемое облако. Выбравъ два пункта, разстояніе между которыми известно, снимаютъ одновременно, сговариваясь по телеграфу или по телефону, одно и то же облако и отмѣчаютъ при этомъ условную высоту и азимутъ снимаемаго объекта. Разстоянія выбираютъ между пунктами наблюдения около 1 — 2 в.люм. Тогда, зная длину базы (разстояніе между пунктами наблюдения), условную высоту и азимутъ облака для обоихъ пунктовъ, нетрудно по формуламъ тригонометрии вычислить и линейную высоту снятаго на фотографіи или измѣряемаго трубкою фотограмметра объекта.

Подобныя наблюденія показали, что высота, на которой держатся различныя формы облаковъ, не остается постоянною въ теченіе года или сутокъ. Этого и нужно было ожидать, если вспомнить, что періодическія температурныя колебанія по вершинамъ достигаютъ значительныхъ высотъ въ атмосферѣ.

Такъ наблюденія въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки, обработанныя Биджелюу, даютъ слѣдующія среднія высоты для различныхъ облаковъ лѣтомъ и зимою:

Видъ облаковъ.	Высота въ метрахъ ¹⁾		Видъ облаковъ	Высота въ метрахъ ¹⁾	
	лѣтомъ	зимой.		лѣтомъ	зимой.
Сг.	10400	9500	N.	1900	1800
Сг. — S.	10600	9500	Св. (вершина).	1800	1700
Сг. — Св.	8800	7400	Св. (основаніе)	1200	1200
A.—S.	5800	4800	Св.—N (вершина)	4960	3700
A.—Св.	5000	3800	Св.—N. (основаніе)	1750	—
S.—Св.	2900	2400	S.	840	1130

Въ среднемъ можно считать по этой таблицѣ, что высокія облака смѣшенія (отъ Сг. до A. — Св.) лѣтомъ на 1100 м. выше, чѣмъ зимою; низкія облака (S.—Св. и N.) лѣтомъ на 200 м. выше, чѣмъ зимою. Только слоистыя облака охлажденія оказываются исключеніемъ среди другихъ формъ: ихъ высота зимою больше, чѣмъ лѣтомъ, на 290 м.

Такъ какъ температуры на одной и той же высотѣ будутъ различны въ разныхъ широтахъ и тѣмъ выше, чѣмъ ближе къ экватору, то надо ожидать, что въ различныхъ широтахъ средняя высота различныхъ формъ облаковъ будетъ, конечно, неодинакова; но цифры немногія отличаются отъ выше приведенныхъ. Можно вообще считать, что высота различныхъ формъ облаковъ колеблется:

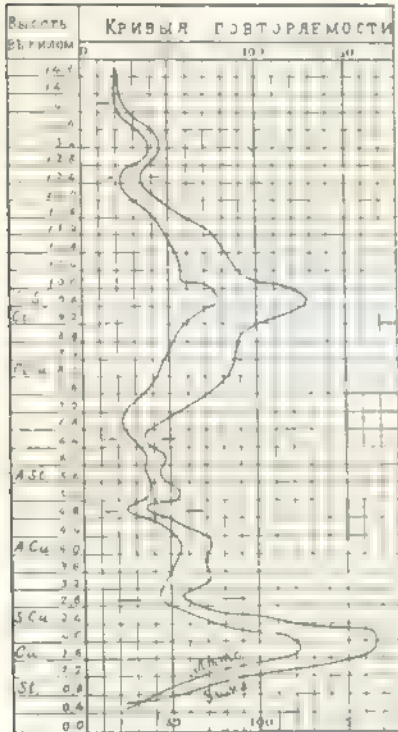
	отъ:	до:		въ среднемъ:
Сг.	7	—11	килом.	9
Сг.—S.	6.5	— 9	»	8
Сг.—Св.	6.5	— 7.5	»	7
A.—Св.	3	— 6	»	4.5
S.—Св.	1.8	— 2.3	»	2
Св.	—	—	»	1.6

Въ теченіе сутокъ высота различныхъ облаковъ по тѣмъ же причинамъ, что и въ продолженіе года, не будетъ оставаться постоянною, хотя данныхъ для этихъ измѣненій еще мало и окончательный ихъ характеръ для всѣхъ формъ облаковъ не опредѣлился достаточно ясно. Для сравнительно низкихъ облаковъ высота растетъ съ повышеніемъ температуры. Такъ по наблюденіямъ въ Упсалѣ для кучевыхъ облаковъ получены слѣдующія цифры:

	8 ч. у.	12 ч. д.	2 ч. д.	5 ч. веч.
вершина облаковъ	1306 м.	1842 м.	2088 м.	1758 м.
основаніе »	1087 »	1266 »	1554 »	1703 »
толщина »	219 »	576 »	534 »	55 »

¹⁾ Цифры округлены.

Хотя облака одинаково должны были бы образоваться на всевозможных высотах, наблюдения показывают однако, что на некоторых высотах чаще всего можно встретить их появление и притом в совершенно определенных формах. Черт. 83 представляет повторяемость т. е. число наблюдаемых облаков на различных высотах по американским наблюдениям; на нем ясно видно, что наибольшее число облаков наблюдается на высотах:



Черт. 83. Измѣненіе повторяемости облаковъ для различныхъ высотъ въ атмосферѣ

С—Cu. и Cu. около 1500—2000 м. A.—Cu. 4000 м., Ci., Ci.—Cu. и Ci.—S. 9500 м. и 13000 м. Наблюдения въ другихъ мѣстностяхъ подтверждаютъ тоже, что на высотахъ около 2000 м. и 10000 м. т. е. на средней высотѣ кучевыхъ и перистыхъ облака встрѣчаются чаще всего. Эти данныя въ свою очередь какъ бы подтверждаютъ существованіе известной слоистости въ строеніи атмосферы (ср. стр. 31, 32).

50. Свѣтотыя явленія въ облакахъ. Форма и внѣшній видъ облаковъ, какъ важный метеорологическій факторъ, могутъ дать намъ понятіе о томъ, что происходитъ въ высшихъ слояхъ атмосферы. Но опредѣленія эти—слишкомъ субъективны, какъ уже было указано.

Не рѣдко свѣтотыя явленія, наблюдаемыя въ облакахъ, даютъ возможность опредѣлить ихъ строеніе. Такъ явленіе радуги возможно только при прохожденіи свѣта черезъ капельки жидкой воды такимъ образомъ оно прямо указываетъ, что и облака, его дающія, сами состоятъ изъ такихъ же капелекъ. Явленія вѣнцовъ и круговъ около свѣтилъ точно также указываютъ—первыя—на строеніе облака

изъ капелекъ воды, вторыя—на присутствіе въ облакѣ только кристалловъ льда.

Въ самомъ дѣлѣ, если взять сѣтку, состоящую—какъ въ облакѣ,—изъ менѣе прозрачныхъ частицъ (капельки воды), раздѣленныхъ болѣе прозрачными промежутками (воздухъ въ облакѣ), то при прохожденіи черезъ такую сѣтку свѣтовой лучъ претерпитъ характерное измѣненіе, вызванное явленіями дифракціи въ сѣткѣ. На экранѣ, поставленномъ за такую сѣтку, наблюдатель увидитъ въ случаѣ однороднаго свѣта рядъ темныхъ и яркихъ колецъ, окружающихъ свѣтящуюся точку въ случаѣ бѣлаго свѣта на экранѣ появится рядъ радужныхъ колецъ, въ которыхъ фиолетовый цвѣтъ будетъ обращенъ во

внутри, красный—внаружу. Если известенъ диаметръ непрозрачныхъ частицъ m , ширина прозрачнаго промежутка между ними n , то максимумъ яркости для опредѣленнаго сорта лучей будетъ соответствовать разности ихъ хода, равной четному числу полувольтъ, и опредѣлится уравненіемъ

$$\lambda = (m + n) \sin \alpha,$$

гдѣ λ —длина волны даннаго сорта лучей, α —уголъ, составляемый направле-ніемъ максимума съ направленіемъ лучей до сѣтви.

Совершенно такую же сѣтку составляетъ сторона облака, обращенная къ свѣтилу, посылающему на нее пучекъ лучей. Другая, обращенная къ землѣ сторона облака служитъ экраномъ, на которомъ наблюдатель увидитъ радужные круги, близкіе къ свѣтилу, образующие такъ называемый *вѣнецъ*. Чаще всего на словъ облаковъ, покрывающихъ дискъ луны или солнца, наблюдается одно кольцо, рѣже два, еще рѣже три, отдѣленные отъ свѣтила и одно отъ другого небольшими промежутками, яркость окраски и диаметры колецъ различны (отъ 2° до 8°). Наиболье ярки такіе вѣнцы вокругъ луны, свѣтъ солнца слиш-комъ ослабляетъ глазъ наблюдателя, мѣшая ему видѣть болѣе слабую окраску вѣнцовъ. Если угломернымъ приборомъ измѣрить уголъ между свѣтиломъ и наиболѣе яркимъ пунктомъ опредѣленнаго цвѣта въ вѣнцѣ, то, по предыдущей формулѣ, можно себѣ составить понятіе о размѣрѣ водяныхъ капелекъ, составляющихъ образовавшее вѣнецъ облако. Подобныя наблюденія, сдѣланныя Кемтцемъ, показали, что наивысшій предѣлъ для диаметра водяныхъ капелекъ будетъ: зимою 0.026 мм., весною 0.019, лѣтомъ 0.016, осенью 0.024 мм.

Другая категория явленій происходитъ въ томъ случаѣ, когда мы имѣемъ облако изъ ледяныхъ кристалловъ.

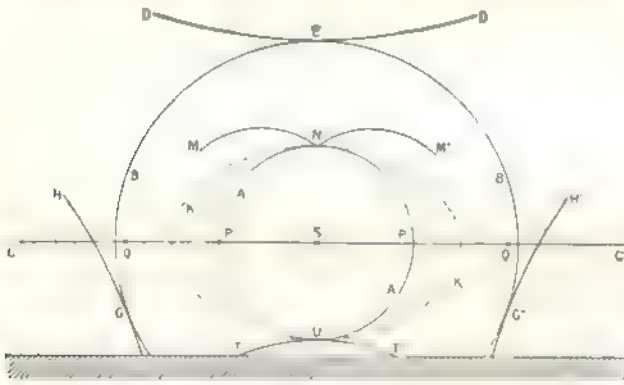
Уже было указано что основныя три формы кристаллизаціи воды (стр. 168, черт. 75)—гексагональныя призмы: однѣ изъ нихъ при незначительныхъ поперечныхъ размѣрахъ обладаютъ сравнительно большой высотой, въ другихъ высота, напротивъ, незначительна сравнительно съ поперечнымъ сѣченіемъ. Падая на подобные ледяные кристаллики, лучъ свѣта, въ зависимости отъ формы кристаллика и его положенія относительно посылающаго лучи свѣтила, можетъ прямо пройти безъ преломленія, если онъ падаетъ подъ очень острымъ угломъ на параллельныя грани призмъ: вообще же, если лучи падаютъ на такую призму, то они могутъ претерпѣть въ ней не только преломленіе, но и цѣлый рядъ полныхъ внутреннихъ отраженій. Такъ какъ двѣ смежныя грани подобныхъ призмъ образуютъ уголъ въ 120° , то лучъ, произвольно падающій на одну изъ нихъ, не можетъ вообще выйти чрезъ соседнюю грань, не претерпѣвъ полнаго внутренняго отраженія. Въ самомъ дѣлѣ, показатель преломленія льда—1.31; поэтому, какъ показываетъ теорія преломленія свѣта въ прозрачныхъ срединахъ, лучъ можетъ выйти, претерпѣвъ одно преломленіе, безъ полнаго внутренняго отраженія только изъ такой призмѣ, преломляющей уголъ которой не болѣе $99^\circ 31'$. Чрезъ двѣ не смежныя между собою грани ледянаго кристалла лучъ уже пройдетъ, претерпѣвъ только преломленіе. На-бонецъ, такъ какъ боковыя грани съ основаниями призмѣ составляютъ уголъ 90° , то, при встрѣчѣ съ этими ребрами призмъ, лучи должны претерпѣть преломленіе. Совокупность всѣхъ этихъ явленій, когда наблюдатель видитъ свѣтило чрезъ слой ледяныхъ кристалликовъ, и даетъ рядъ явленій, извест-ныхъ подъ именемъ *круговъ* около свѣтила.

Рисунокъ 84 даетъ схематическое изображеніе наиболѣе часто наблюдае-мыхъ формъ явленія. Въ дѣйствительности очень рѣдко всѣ части явленія

развиты одинаково ярко и отчетливо; обыкновенно то та, то другая его часть болѣе рѣзко видима и характерно развита.

Обыкновенный кругъ или малое гало представляет собою блестящій кругъ (А на рис. 84), окружающій свѣтило; его радиусъ около 22° , онъ окрашенъ въ красноватый цвѣтъ съ внутренней стороны, затѣмъ слабо замѣтенъ желтый цвѣтъ, переходящій далѣе въ бѣлый и постепенно сливающимся съ общимъ тономъ неба. пространство внутри круга кажется сравнительно темнымъ; внутренняя граница его очерчена рѣзко. Этотъ кругъ обязанъ своимъ происхожденіемъ преломленію свѣта въ ледяныхъ иголочкахъ. Уголъ наименьшаго отклоненія въ ледяной призмѣ равняется приблизительно 22° . Поэтому всѣ лучи, прошедше кристаллика, получаютъ наблюдателемъ отклоненными на 22° отъ источника; отсюда—темное внутреннее пространство. Красный цвѣтъ, какъ наименѣе преломляемый, окажется наименѣе отклоненнымъ отъ свѣтила, за нимъ идетъ желтый; остальные лучи, смѣшиваясь между собою, даютъ впечатлѣніе бѣлаго цвѣта.

Большой кругъ или большое гало (В на рис. 84)—кругъ съ радиусомъ



Черт. 84. Схема круговъ около солнца или луны.

около 46° , онъ обязанъ своимъ происхожденіемъ преломленію въ ледяныхъ иглахъ, обращенныхъ къ солнцу углами въ 90° . Этотъ кругъ обыкновенно блѣднѣе малаго, но цвѣта въ немъ раздѣлены лучше.

Паргелический кругъ — горизонтальная полоса (CNC' на рис. 84), проходящая черезъ

свѣтило, обязана своимъ происхожденіемъ отраженію свѣта отъ граней медленно падающихъ ледяныхъ кристалловъ, причѣмъ эти грани направлены вертикально. Пересѣкаясь съ малымъ гало, кругъ этотъ образуетъ яркія цвѣтныя пятна, такъ называемыя *паргелии*. На разстояніи $44'$ отъ свѣтила иногда наблюдаются болѣе слабыя подобныя же пятна, это—*вторичныя паргелии*.

Касательныя дуги получаютъ при преломленіи свѣта, вступающаго въ кристаллы черезъ одно изъ оснований, а выходящаго черезъ одну изъ граней. Различаютъ околосенитную дугу, касательную къ большому гало вверху и обращенную вогнутостью къ зениту; если свѣтило достаточно высоко, удастся иногда наблюдать соответственную дугу и снизу большого гало.

Если къ призмамъ примѣшиваются шестигульные звѣздочки, то явленіе усложняется еще болѣе многократными отраженіями и преломленіями внутри кристалликовъ. Въ этомъ случаѣ на паргелическомъ кругѣ появляются, сверхъ отиѣченныя выше, еще свѣтлыя окрашенныя пятна, удаленныя отъ солнца на 120° по кругу; это *парантелии* или *ложныя солнца*.

Наконецъ, присутствіе плоскихъ шестигранныхъ табличекъ даетъ начало касательнымъ дугамъ къ малому гало, внутреннему эллиптическому гало. бо-

ковыми касательными дугами; наконец на паргелическом кругѣ можетъ появиться слабое свѣтлое пятно, удаленное на 180° отъ солнца, — *антелій*.

Если кристаллики, падая въ воздухъ, вслѣдствіе его сопротивленія получаютъ колебательныя движенія, то появляется *свѣтовой столбъ*, вызываемый отраженіемъ отъ вихрь лучей и проходящій обыкновенно черезъ свѣтло ¹⁾.

¹⁾ О внѣшнемъ видѣ извѣстнаго явленія *радуги* много говорить нечего. Не кромѣ обычной, окрашенной въ цвѣта спектра дуги, наблюдаемой при дождѣ, освѣщенномъ прямыми солнечными лучами, съ красными цвѣтомъ снаружи, фиолетовымъ внутри, часто наблюдается еще *вторая* слабѣе первой, съ нею concentричная, цвѣта въ ней идутъ въ обратномъ порядкѣ: красный внутри, фиолетовый снаружи. Яркость и относительная ширина цвѣтовъ перемѣняеься. Часть неба внутри первой дуги — обыкновенно очень свѣтлая, надъ второй — менѣе свѣтла, а кольцевое пространство между этими дугами сравнительно темно.

Рѣже сверхъ этихъ двухъ главныхъ дугъ наблюдаются еще *дополнительныя радуги*, слабыя, размытыя радужныя пояса, окаймляющія верхній край первой, или рѣже и второй дуги, обыкновенно съ наибольше яркими красными или фиолетовыми цвѣтами. Иногда наблюдается на фонѣ тумана в облаковъ *бллая радуга*.

Обычно преподаемал въ элементарныхъ курсахъ Декартова теорія радуги, основанная на явленіяхъ извѣстнаго внутреннего отраженія, сопровождаемаго свѣторасщепленіемъ бѣлаго дуга, входящаго въ водяныя капли, дождни бытъ въ настоящее время оставлена она не объясняетъ деталей явленія и недостаточно согласуется съ дѣйствительными наблюденіями и измѣреніями его. Новая современная теорія радуги, оправдываемая наблюденіями, иновѣренными опытами и объясняющая все детали явленія, дана Эри (Агус). Эта теорія, однако, настолько сложная, что не можетъ быть здѣсь изложена въ подробностяхъ. Сущность ея заключается въ томъ, что кромѣ тѣхъ полныхъ внутреннихъ отраженій, которая представляются в Декартовской теоріи радуги, въ мелкихъ капляхъ воды должны еще происходить диффракціонныя явленія.

Наиболѣе важный для метеорологичекаго вывода этой теоріи тотъ, что *ширина и яркость дождныхъ полосъ, равно какъ и видъ, и число дополнительныхъ дугъ зависятъ отъ величины радиуса капли*. Такъ по Перитеру чистый красный и яркий фиолетовый цвѣта при слабыхъ и узкихъ протяхъ получаются при величинѣ капель около 1—2 мм: при этомъ должно наблюдаться до 7 дополнительныхъ радугъ съ сравнительно яркими желтыми и фиолетовыми цвѣтами. Если въ дополнительныхъ радугахъ яркъ желтый цвѣтъ и эти радуги близки къ главной дугѣ, это будетъ имѣть мѣсто при капляхъ между 0.3—0.2 мм. Когда дополнительная дуга отдѣлена отъ главной темнымъ пространствомъ, капли дожди могутъ имѣть диаметръ не выше 0.08—0.1 мм. Наконецъ, если диаметръ капель падаетъ ниже 0.05 мм, должна получиться бѣлая радуга.

Въ дѣйствительности при дождѣ всегда, конечно, будутъ капли различныхъ размѣровъ. Это обстоятельство особенно сильно влияетъ на видимость дополнительныхъ дугъ, которыя положеніе и ширина, какъ видно уже и изъ сказаннаго выше, опредѣляются именно размѣрами капель: онѣ будутъ видны тѣмъ рѣзче, чѣмъ однороднѣе капли дождя по величинѣ. Такъ какъ величина капель мѣняется при паденіи, то видъ одной и той же радуги сверху и внизу можетъ быть различнымъ, причемъ дополнительные дуги могутъ быть хорошо видны сверху и будутъ отсутствовать внизу.

Нѣтъ возможности здѣсь говорить подробно объ явленіяхъ неправильнаго преломленія въ нижнихъ слояхъ воздуха, миражахъ или фатаморгангахъ и т. п., также, какъ и объ явленіяхъ астрономической рефракціи. На важность этихъ явленій для метеорологичекаго обращенія вниманія только въ последнее время, по являея возможность судить о распредѣленіи температуръ въ непосредственномъ наблюденіи слояхъ воздуха. Особенно въ этомъ направленіи заслуживаютъ изученія явленія рефракціи въ связи съ явленіями погоды.

51. Облачность: ея періодическія измѣненія: распределе́ніе по земной поверхности. Для того, чтобы охарактеризовать вообще состояніе неба и этимъ хотя до нѣкоторой степени опредѣлить прозрачность атмосферы для инсоляціи и излученія, введено понятие объ облачности, для опредѣленія которой описывается на глазомѣръ часть неба, покрытая облаками. Это—метеорологическій факторъ большой важности: на стр. 119 было уже указано, какъ сильно вліяетъ облачность на суточный ходъ температуры и влажности въ нижнихъ слояхъ воздуха. Степень облачности принято при метеорологическихъ наблюденіяхъ выражать 10-балльной системой, обозначая 0 (нулемъ) совершенно безоблачное небо, цифрою 10 — все небо, сплошь покрытое облаками. На картахъ погоды иногда 10-балльная система замѣняется 4-балльной.

Колебанія облачности имѣють суточный и годичный характеръ; но установить для суточныхъ и годовыхъ колебаній опредѣленный типъ чрезвычайно трудно, до такой степени періодическія измѣненія облачности зависятъ отъ мѣстныхъ условій и такъ тѣсно связаны они съ другими климатическими факторами.—особенно распределе́ніемъ осадковъ въ теченіе года. А ригор можно вообще только ожидать, что для мѣстностей съ континентальнымъ климатомъ облачность будетъ уменьшаться параллельно повышенію температуры: по мѣръ нагрѣванія воздухъ будетъ удаляться здѣсь отъ точки насыщенія: слѣдовательно замедлится образованіе облаковъ и облачность можетъ уменьшиться: пониженіе температуры, наоборотъ, облегчитъ здѣсь образованіе облаковъ.

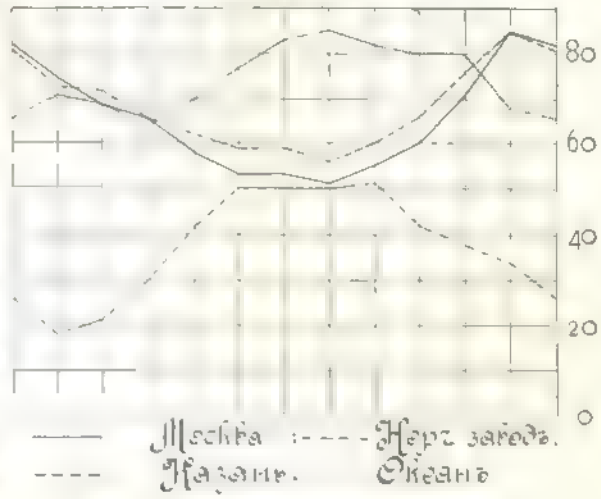
Годовой ходъ облачности въ умѣренныхъ широтахъ на материкахъ, какъ показываютъ наблюденія, до извѣстной степени соответствуетъ сказанному: лѣто здѣсь вообще—наиболье ясное время года, зима или поздняя осень—наиболье пасмурное; колебанія облачности сравнительно не очень велики. Зимой преобладають низкія, тяжелыя формы облаковъ, тѣломъ наблюдаются всѣ ихъ формы. Кривыя для Москвы и Казани на черт. 85 даютъ примѣры сказаннаго. Въ мѣстностяхъ съ очень континентальнымъ климатомъ (Сибирь, особенно—восточная) лѣто, обратно, наиболье облачное время года, зима же съ ея морозами отличается наименьшею, вообще крайне малою облачностью. Примѣромъ можетъ служить кривая годового хода облачности для Нерчинскаго завода ¹⁾. На океаналь вообще, особенно въ высокихъ широтахъ, облач-

¹⁾ Причины до извѣстной степени будутъ ясны, когда придется говорить объ областяхъ высокаго и низкаго давленія въ динамикѣ атмосферы.

ность больше. колебанія ея не велики: лѣтомъ она—наибольшая, зимою—наименьшая, какъ это видно на кривой для океановъ (по Ханну) на черт. 85.

Для суточныхъ измѣненій облачности на основаніи очень немногочисленныхъ наблюденій въ средних широтахъ на материкахъ получается сравнительно простой ходъ; наименьшая облачность падаетъ на вечеръ (10—11 час.), затѣмъ она увеличивается, къ полудню достигаетъ максимума. Колебанія зимою малы, больше лѣтомъ. Наблюдается однако и другой характеръ измѣненій облачности, съ максимумомъ въ вечерніе часы: въ тропикахъ это—довольно обычный типъ.

Д Я Ф М А М І І А С О Н Д.

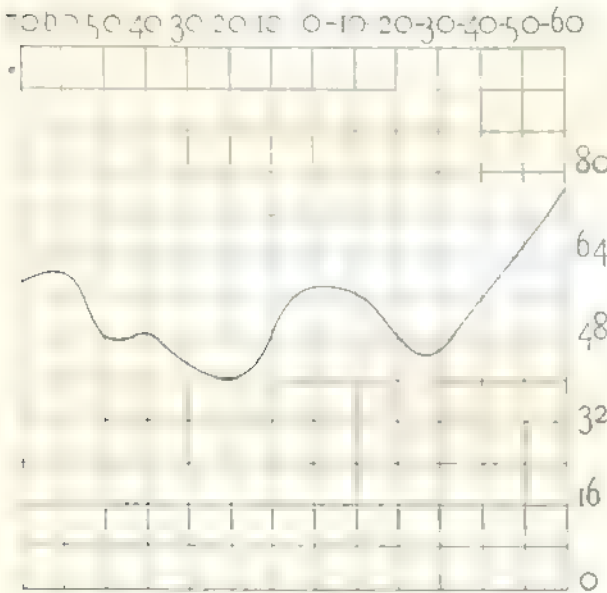


Черт. 85. Годовой ходъ облачности.

Для того, чтобы прослѣдить географическое распределеіе облачности по земной поверхности, строятъ *изоэфы* т. е. линии равной облачности, нанося многочисленныя среднія изъ наблюденій надъ этимъ элементомъ на карту. Подобныя изоэфы были построены Тойссерапъ-де-Воромъ для всего земного шара; онъ однако недостаточно надежны, какъ основанныя на сравнительно небольшомъ числѣ наблюденій. Черт. 86 даетъ, по Арреніусу, представленіе о распределеніи облачности по широтамъ. На немъ видно достаточно ясно, что распределеіе облачности по поверхности земного шара въ извѣстной мѣрѣ напоминаетъ то, что было сказано (стр. 139, 160) о распределеніи температуръ и влажностей по земной поверхности. Наибольшая облачность наблюдается въ экваториальной полосоѣ. Отъ экватора къ полюсамъ облачность уменьшается: въ широтахъ 20°—30° къ сѣверу и югу отъ экватора она достигаетъ наименьшей величины и затѣмъ снова растетъ до широты 60° въ сѣв. и южномъ полушаріяхъ. Наблюденія показываютъ въ дополненіе къ этому, что она вообще велика на моряхъ и западныхъ берегахъ материковъ и лѣтомъ больше, чѣмъ зимою. На материкахъ, особенно на рав-

нинах Азии и въ пустыняхъ Африки, она сравнительно мала. Въ областяхъ съ периодическими вѣтрами (напр. муссоны) она связана съ направлениемъ вѣтра.

Въ тѣсной связи съ облачностью должна, конечно стоять *продолжительность солнечнаго сіянія* (ср. стр. 50 и 51), регистрируемаго на станціяхъ гелиографами ¹⁾. Наблюденія показываютъ, что въ годичномъ своемъ ходѣ эта послѣдняя величина измѣняется обратно облачности: число часовъ солнечнаго сіянія, какъ и нужно ожидать, тѣмъ больше, чѣмъ меньше облачность, и наоборотъ.



Черт. 86 Распределение облачности по широтамъ.

темъ полученныя, дають рядъ важныхъ фактовъ относительно суточныхъ измѣненій продолжительности солнечнаго сіянія. Оказывается, что по Ханну для средней Европы, гдѣ — наибольшее число пазтреній этого рода, продолжительность сіянія солнца въ теченіе сутокъ имѣетъ правильный ходъ съ максимумомъ въ зимнее время между 1—2 часами дня (за исключеніемъ горъ, гдѣ суточный ходъ этого элемента иной). Продолжительность сіянія — меньше до полудня, чѣмъ послѣ полудня. Тоже имѣетъ мѣсто на береговыхъ станціяхъ и въ болѣе высокихъ широтахъ, но максимумъ сіянія наблюдается нѣсколько ранѣе полудня. Лѣтомъ, напротивъ, вездѣ максимумъ сіянія наблюдается до

Особенно важенъ для метеорологическихъ сопоставленій былъ бы, если бы записи гелиографовъ были болѣе надежны и менѣе зависѣли отъ индивидуальныхъ качествъ приборовъ и бумаги, служащей для регистраціи, суточный ходъ солнечнаго сіянія, такъ какъ тогда наблюденія этого рода могли бы дать болѣе или менѣе точное понятіе о зависящихъ отъ колебаній облачности суточныхъ измѣненіяхъ инсоляціи.

При всей грубости гелиографовъ и малой надежности ихъ записей, числа, этимъ пу-

¹⁾ Вычисляется обыкновенно въ доляхъ часа промежутковъ времени, въ теченіе котораго солнце не было закрыто облаками за каждый часъ; берется также иногда отношеніе дѣйствительнаго времени сіянія солнца къ возможному. Здѣсь идетъ рѣчь о первой величинѣ.

полудня (9—10 час. у.) и въ предположенные часы сіяніе солнца больше, чѣмъ въ послѣполуденные.

Причина этихъ колебаній продолжительности солнечнаго сіянія—типичныя для различныхъ часовъ дня, временъ года и мѣстностей измѣненія облачности. Тамъ, гдѣ наибольшая облачность падаетъ на предположенные часы, что имѣетъ мѣсто при низкихъ облакахъ или туманѣ зимою на материкѣ и на берегахъ, повятно,—наибольшее сіяніе солнца придется на послѣполуденные часы съ максимумомъ послѣ полудня. Наоборотъ, въ теплое время дня лѣтомъ на материкѣ при сильныхъ восходящихъ токахъ имѣетъ мѣсто усиленное образование вучевыхъ облаковъ; поэтому и продолжительность сіянія солнца до полудня больше и максимумъ ея сдвинуть въ утренніе часы.

52. Осадки. Когда шла рѣчь о строеніи облаковъ и тумана. было указано, что уже слабого восходящаго потока воздуха достаточно для удержанія водяныхъ капелекъ отъ паденія: и однако облака сплошь и рядомъ разрѣшаются осадками, водяныя капельки или кристаллы льда перестаютъ держаться въ воздухѣ и начинаютъ падать на земную поверхность. Процессъ, которымъ свободно плавающія въ воздухѣ сравнительно мелкія капельки превращаются въ капли дождя, представляется въ слѣдующемъ видѣ.

Главныя массы осадковъ доставляются облаками восходящихъ потоковъ или, рѣже, облаками охлажденія, но не облаками смѣшенія. Закрывая земную поверхность отъ инсоляціи или излученія, образующіяся при наступленіи конденсаціи туманъ или облако самъ начинаетъ нагрѣваться лучами солнца или охлаждаться излученіемъ; затѣмъ различныя части ея, находясь на различныхъ высотахъ, будутъ и поэтому имѣть различную температуру. Уже вслѣдствіе этихъ только причинъ трудно ожидать, чтобы капельки тумана или облака были всѣ одинаковыхъ размѣровъ. А какъ только появились капельки различныхъ размѣровъ, то, будутъ ли онѣ падать или подыматься вверхъ,—вслѣдствіе сопротивленія воздуха скорость ихъ движенія будетъ неодинакова: капельки меньшихъ размѣровъ будутъ всегда двигаться медленнѣе капелекъ большихъ размѣровъ¹⁾. Большія капельки, догоняя капельки меньшихъ размѣровъ, будутъ стал-

1) Это будетъ вполнѣ повятно, если вспомнить условия паденія тѣлъ въ воздухѣ. Сопротивленіе воздуха паденію можно разсматривать, какъ противоположно тѣло тѣ силу, уменьшающую паденіе. Если κ —ускореніе силы тяжести т. е. при сопротивленіи воздуха оно превратится въ κ' , такъ какъ имѣетъ вѣсъ падающаго тѣла p на тѣло это дѣйствуетъ сила $p-f$, гдѣ f —сопротивленіе воздуха. Но $\kappa \cdot \kappa' = p; p-f$ при данной массѣ или $\kappa = \kappa' \left(1 - \frac{f}{p}\right)$. Сопротивленіе (f) пропорционально площади большого круга т. е. квадрату его радиуса, а p вѣсъ тѣла объему т. е. кубу радиуса; поэтому $\kappa' = \kappa \left(1 - \frac{h}{R}\right)$ т. е. κ' тѣмъ меньше, чѣмъ меньше радиусъ шара

киваться и сливаться съ ними и могут достигнуть такого размѣра, что уже будутъ не въ состояніи восходящими потоками поддерживаться въ воздухѣ. При паденіи это же явленіе можетъ происходить въ еще болѣе значительныхъ размѣрахъ. Падая изъ болѣе высокыхъ слоевъ, крупныя капельки должны чрезъ нѣкоторое время достигнуть слоевъ, гдѣ болѣе мелкія капли будутъ имѣть высшую температуру: поэтому на крупныхъ и болѣе холодныхъ капелькахъ можетъ въ насыщенномъ воздухѣ происходить конденсація, еще болѣе увеличивающая ихъ массу и размѣры. Увеличенію капель, могутъ затѣмъ содѣйствовать и молекулярныя силы. Уругость паровъ, пужныхъ для насыщенія воздуха, вокругъ капелекъ при данной температурѣ будетъ тѣмъ больше, чѣмъ больше кривизина капельки т. е. чѣмъ меньше сама капелька; поэтому около болѣе крупныхъ капелекъ воздухъ можетъ перейти при данной температурѣ уже чрезъ точку насыщения, тогда какъ вокругъ капелекъ болѣе мелкыхъ воздухъ будетъ еще не насыщенъ парамн. При этихъ условіяхъ мелкія капельки могутъ испаряться еще въ то время, когда на поверхности капелекъ болѣешихъ уже идетъ конденсація паровъ; а тогда капельки крупнѣйшія будутъ расти на счетъ болѣе мелкыхъ. Наконецъ электрическія силы, существующія въ атмосферѣ, могутъ если не вызвать, то въ известной мѣрѣ облегчить сляние мелкыхъ водяныхъ капель въ болѣе крупныя.

Перечисленные процессы вызовутъ появленіе крупныхъ капелекъ въ облакѣ или слое тумана. Когда капли воды достигаютъ известныхъ размѣровъ, паденіе ихъ настолько ускоряется, что облако разрѣшается *дождемъ*. Впрочемъ начавшееся на нѣкоторой высотѣ паденіе юждевыхъ капель еще не значитъ, что эти капли достигнутъ непременно земной поверхности. Попадая въ слой воздуха, не насыщенныя водяными парамн, дождевыя капли могутъ снова испаряться и исчезнуть ранѣе достиженія земной поверхности. Подобные случаи известны изъ практики воздухоплавателей, которыми иногда наблюдались между облаками на высотѣ дождь, тогда какъ внизу на землѣ не выпадало ни одной его капли.

Кромѣ дождя, снѣга или града т. е. осадковъ въ собственномъ смыслѣ этого слова, къ осадкамъ относятся и нѣкоторые случаи конденсаціи водяныхъ паровъ, когда нѣтъ настоящаго *выпаденія* воды сверху внизъ. Такъ къ осадкамъ причисляются роса, иней, изморозь—такъ называемыя *гидрометеоры*, которые будутъ разсмотрѣны далѣе отдѣльно, пока же разсматриваются осадки въ собственномъ смыслѣ этого слова.

Были неоднократно дѣлаемы попытки опредѣнить количество жидкой воды, содержащейся облакомъ: всасывая въ трубки съ гигроскопическими, жадно поглощающими воду веществами воздухъ тумана или облака, возможно подойти къ рѣшенію этого вопроса. Подобныя измѣренія показали, что въ среднихъ широтахъ облака рѣдко даютъ больше 1 гр. воды на 1 куб. метръ воздуха. Только въ самыхъ плотныхъ, наиболее богатыхъ водою облакахъ восходящаго потока можно предполагать большее содержаніе воды, до 10 гр. на 1 куб. м. Въ тропикахъ, гдѣ восходяще потоки достигаютъ значительно большей мощности, чѣмъ въ среднихъ широтахъ, можно ждать еще большаго содержанія воды; въ полярныхъ странахъ, напротивъ, оно будетъ, конечно, значительно меньше. Подобнаго рода измѣренія показываютъ, что даже при толщинѣ около 5 килом. облако дастъ не болѣе 50 килогр. воды на 1 квадр. м. или слой воды толщиной не свыше 50 мм.

Такъ какъ капельки дождя падаютъ изъ слоевъ воздуха съ болѣе низкой температурой, чѣмъ земная поверхность, то, какъ и надо ожидать, въ большинствѣ случаевъ осадки имѣютъ температуру болѣе низкую, чѣмъ тѣ слои воздуха, гдѣ эти осадки собираются въ пріемники. Известны даже случаи, когда капельки дождя приходятъ на земную поверхность переохлажденными ниже 0°; тогда, падая на твердую поверхность, онѣ превращаются мгновенно въ ледъ, одѣвая деревья, столбы, изгороди и т. п. плотною ледяною корою (*ожеледь*).

Капли дождя и кристаллы льда, падающіе изъ насыщеннаго воздуха на землю въ видѣ осадковъ, при своемъ паденіи перѣдко увлекаютъ и различныя примѣси, плавающія взвѣшенными въ воздухѣ. Неоднократно наблюдались красивые дожди, каплями которыхъ приносился обратно на землю пыль, поднятая вѣтромъ на нѣкоторую высоту въ атмосферу. На берегахъ моря осадки содержатъ слѣды морской соли, поднимаемой всплесками и брызгами волнъ и остающейся взвѣшенной въ нижнихъ слояхъ воздуха. Рѣже наблюдаются окрашенные или кровавые дожди, содержащіе различныя поднятыя на воздухѣ вещества растительнаго происхожденія.

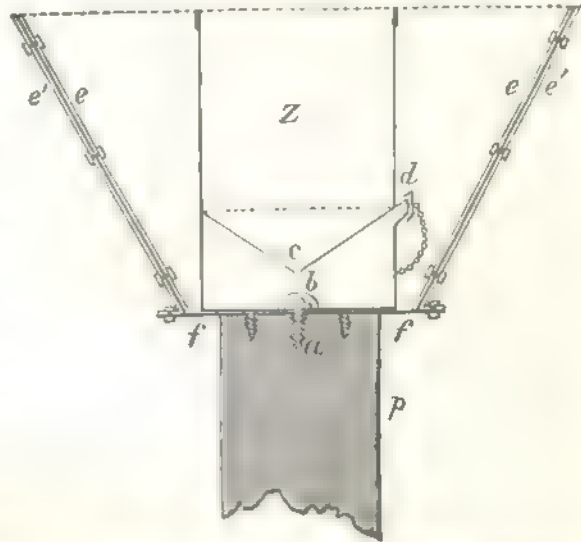
Проходя чрезъ воздухъ, капли дождя растворяютъ или поглощаютъ обыкновенно и нѣкоторыя изъ его составныхъ частей. Лимическій анализъ открываетъ почти постоянно въ осадкахъ большія или меньшія количества азотныхъ соединений. Нѣкоторые твердые виды осадковъ (шней, изморозь) оказываются особенно богатыми азотомъ.

Въ этомъ отношеніи чрезвычайно поучительны изслѣдованія, произведенныя для различныхъ пунктовъ надъ содержаніемъ различныхъ примѣсей въ осадкахъ. Такъ для Петербурга напр. выяснено (изслѣдованія Витына на Агроном. ст. при Лѣсп. Инст.), что при W вѣтрахъ въ осадкахъ замѣтно значительное содержаніе хлора (до 19,32 mgr. на 1 литръ; при S вѣтрахъ осадки здѣсь содержатъ на каждый 1 литръ до 32,92 mgr. сѣрной кислоты, выдѣляющейся при горѣніи каменнаго угля подъ котлами Петербургскихъ фабрикъ. Подобныя цифры наглядно иллюстрируютъ, насколько существенно на составъ осадковъ могутъ вліять мѣстныя причины, связанныя тѣсно съ мѣстами ихъ происхожденія.

53. Измѣреніе осадковъ: ихъ количество и интензивность; ливни.
Для измѣренія количества осадковъ употребляются *дождемѣры*, представляющие собою сосуды съ точно опредѣленнымъ сѣченіемъ: для придачія неизмѣнности приемному сѣченію верхній край дождемѣра снабжаютъ обыкновенно отточеннымъ массивнымъ кольцомъ. Поставленный на нѣкоторой высотѣ, такой дождемѣръ собираетъ въ своей нижней части вышедшую воду: для ея измѣренія служитъ обыкновенная мензура. Принято всегда выражать количество вышедшей воды толщиною образовавшагося изъ нея слоя; поэтому и на мензурахъ обыкновенно дѣленія прямо даютъ высоту осадковъ въ миллиметрахъ.

Дождемѣръ не даетъ, однако, вполне точнаго количества вышедшей воды: часть ея потратится непременно на смачиваніе стѣнокъ сосуда. Кромѣ того даже при слабомъ вѣтрѣ всегда имѣетъ мѣсто выдуваніе осадковъ изъ дождемѣра. Выдуваніе осадковъ изъ дождемѣра происходитъ вслѣдствіе того, что слой движущагося воздуха, встрѣчая неподвижное препятствіе (въ дождемѣрѣ—его стѣнку), образуетъ около нея воздушвороты, которые, захватывая мелкія и легкія капельки дождя или снѣжинки, выносятъ ихъ вонъ изъ дождемѣра. Чѣмъ сильнѣе вѣтеръ и чѣмъ легче капельки или снѣжинки, тѣмъ большее количество падающихъ осадковъ такими воздушворотами у краевъ дождемѣра будетъ не допущено въ приборъ, тѣмъ больше, значить, будетъ выдуваніе осадковъ. Для того, чтобы ослабить это выдуваніе, дождемѣры снабжаютъ обыкновенно предохранительнымъ конусомъ Нифера. Это—опрокинутый вершиною внизъ усѣченный конусъ (черт. 87), снизу почти вплотную охватывающій дождемѣръ, верхними краями лежащій въ одной плоскости съ отверстіемъ дождемѣра. Отклоняя своими краями потокъ движущагося воздуха внизъ и ослабляя воздушвороты внутри

дождемѣра, такой конусъ значительно уменьшаетъ и выдуваніе осадковъ. Сравнительныя наблюденія по защищенному такимъ конусомъ дождемѣру и по дождемѣру, не имѣющему такой защиты, показываютъ, что въ среднемъ за годъ защищенный дождемѣръ даетъ на 7% больше осадковъ, чѣмъ дождемѣръ незащищенный. Въ отдѣльныхъ случаяхъ, напр. при зимнихъ мятеляхъ, разница между ними можетъ быть несравненно больше; наблюдались случаи, когда незащищенный дождемѣръ давалъ всего только 40—50% того количества, которое собиралъ дождемѣръ, защищенный предохранительнымъ конусомъ.



Черт. 87. Дождемѣръ съ защитою Пифага

Въ выдуваніи осадковъ вѣтромъ лежить причина того явленія, что количество осадковъ уменьшается по мѣрѣ поднятія дождемѣра надъ поверхностью почвы. Какъ будетъ указано далѣе, сила вѣтра быстро возрастаетъ снизу вверхъ; чѣмъ сильнѣе вѣтеръ, тѣмъ больше выдуваніе; поэтому два дождемѣра, поставленные безъ надежной защиты отъ выдуванія осадковъ на различныхъ высотахъ надъ землею, даютъ различныя количества осадковъ. Разницы между ихъ показаніями быстро сглаживаются, какъ только приняты мѣры отъ выдуванія осадковъ.

Общая масса воды, сконившаяся въ дождемѣрѣ, даетъ понятіе о количествѣ выпавшей въ видѣ осадковъ воды въ теченіи нѣкотораго промежутка времени. Но количество осадковъ не даетъ еще полной характеристикой того, какъ падала эта вода. Одно и тоже количество воды, напр. 30 мм., даетъ совершенно различныя эффекты, смотря по тому времени, въ теченіе котораго выпали эти осадки. 30 мм. осадковъ, растянувшіеся на цѣлые 24 часа, дадутъ только хорошую *созодь*, обильно орошающій земную поверхность; но тѣже 30 мм. осадковъ, выпавше въ теченіе 10 минутъ, дадутъ уже *ливень*, который въ соединеніи съ шквалами вѣтра легко можетъ

повалить хлеба или травянистую растительность: в достаточно ровной, пересеченной местности такой ливень переполнить все естественные водостоки и может вызвать наводнение или затопление более низких участков. Разница между тем и другим случаем заключается только в том, что 30 мм. осадков, растянувшихся на целые 24 часа, успевая впитываться в почву или стекать по естественным и искусственным скатам и водостокам, вряд ли вызовут значительного скопления воды: тоже 30 мм. в течение 10 минут не успеют впитаться в почву или стечь по скатам и стокам и могут образовать скопления водных масс, ведущия къ наводнениям и т. п.

Приходь воды за единицу времени принято называть *интенсивностью* осадков; если этот приходь перейти за 1 мм. в минуту, осадки уже принимают характер ливня. В обычных осадках этот приходь воды в 1 минуту много меньше 1 мм и только в исключительных по интенсивности случаях он превышает 2 мм. в 1 минуту. Наибольшая известная интенсивность осадков достигала 10.2 мм. в минуту (Аржись, в Румынии). Если бы такой ливень продолжался в течение целых суток, он дал бы количество воды, равное 14.7 метра, тогда как наибольшее известное количество за сутки не превосходить 1036 мм., а за годъ 11790 мм. (Черранунджи, в Индии).

Кромѣ количества и интенсивности для характеристики распределения осадков в течение данного промежутка времени служат еще их *постоятельность* или *число дней съ осадками*. Согласно постановлениямъ международных метеорологических конгрессовъ за дни съ осадками принято считать только такие, за которые сумма выпавших осадков не менѣе 0.1 мм. Общее количество осадков за болѣе продолжительные промежутки времени определяется мѣсячными и годовыми суммами осадков.

54. Распределение осадковъ по земной поверхности; ихъ периодическія измѣненія. Для изученія распределения осадковъ по земной поверхности средняя мѣсячная или годовая ихъ суммы за большое число лѣтъ наблюдений наносятся на географическую карту и пункты земной поверхности съ одинаковыми суммами осадковъ соединяются линиями равныхъ осадковъ или *изогетамии*. Черт. 88 представляет такое распределение осадковъ в среднемъ за годъ.

Наибольшія массы воды содержатся и доставляются в видѣ осадковъ, какъ уже указано было выше, облаками восходящихъ потоковъ. Поэтому на земной поверхности надо ожидать наибольшихъ суммъ осадковъ тамъ, гдѣ восходящіе потоки достигаютъ

наибольшей мощности; это имѣетъ мѣсто въ экваторіальной полосѣ и затѣмъ въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ движущійся воздухъ, встрѣчая склоны горъ, по нимъ поднимается вверхъ. На картѣ осадковъ (черт. 88) дѣйствительно тропики и склоны высокихъ горныхъ цѣпей отличаются наибольшими годовыми количествами осадковъ: въ Черрапунджи (Индія) годовая сумма осадковъ достигаетъ 11790 мм. т. е. за годъ собирается слой воды толщиной почти до 12 метр. ¹⁾).

Велики очень осадки также на юго-западныхъ склонахъ горъ тропической Африки: такъ у подножія Ника-Камеруи годовая сумма осадковъ свыше 10000 мм. Немного меньше осадки на островахъ экваторіальной полосы Тихаго океана (Каролинскіе, Фиджи, Самоа и т. д.: сумма за годъ свыше 6000 мм.).

Въ томъ случаѣ, когда высокія горы имѣютъ, подъ вліяніемъ инсоляціи, значительно болѣе высокую температуру, чѣмъ приписывая къ нимъ вѣтрѣмъ массы воздуха, можетъ происходить нагрѣваніе и удаленіе отъ насыщения водяными парами проносающагося надъ нимъ воздуха, такія горы отличаются сравнительной бѣдностью осадковъ. Тоже самое наблюдается, когда, переваливъ черезъ горную цѣпь и отдавъ свою воду той сторонѣ ея, по которой поднимаясь, воздухъ переходитъ на подвѣтренную сторону и здѣсь отчасти опускается, нагрѣваясь и этимъ удаляясь отъ насыщенія парами. Точно также и всегда опусканіе воздуха, сопровождаемое его адиабатическимъ нагрѣваніемъ и обдѣнженіемъ водяными парами, будетъ сопровождаться уменьшеніемъ влажности, если не полнымъ исчезновеніемъ осадковъ. Поэтому именно наблюдается большая бѣдность осадками въ центральныхъ частяхъ Африки и Азии. Такъ въ Сахарѣ мѣстами годовая сумма осадковъ падаетъ до 100 мм. ²⁾; не многимъ большія количества осадковъ даетъ Туркестанъ.

Полярныя страны при низкой температурѣ воздуха также отличаются бѣдностью осадковъ. Только тамъ, гдѣ теплыя и влажныя морскія теченія (Норвегія) при юго-западныхъ вѣтрахъ обильныя количества паровъ, наблюдаются на прибрежныхъ горныхъ цѣпяхъ значительныя суммы осадковъ.

Количество осадковъ вообще растеть съ высотой мѣстности, но до пзвѣтнаго предѣла: наблюдениями установлено, что на нѣкоторой высотѣ въ горахъ количество осадковъ наибольшее, а выше

¹⁾ А максимальное за годъ количество осадковъ въ 1861 г. здѣсь достигло 23269 мм.

²⁾ Въ Кувейтѣ (Нѣмецкая Ю.-В. Африка) за весь 1908 г. сумма осадковъ составила, по Ханну, 21.9 мм.

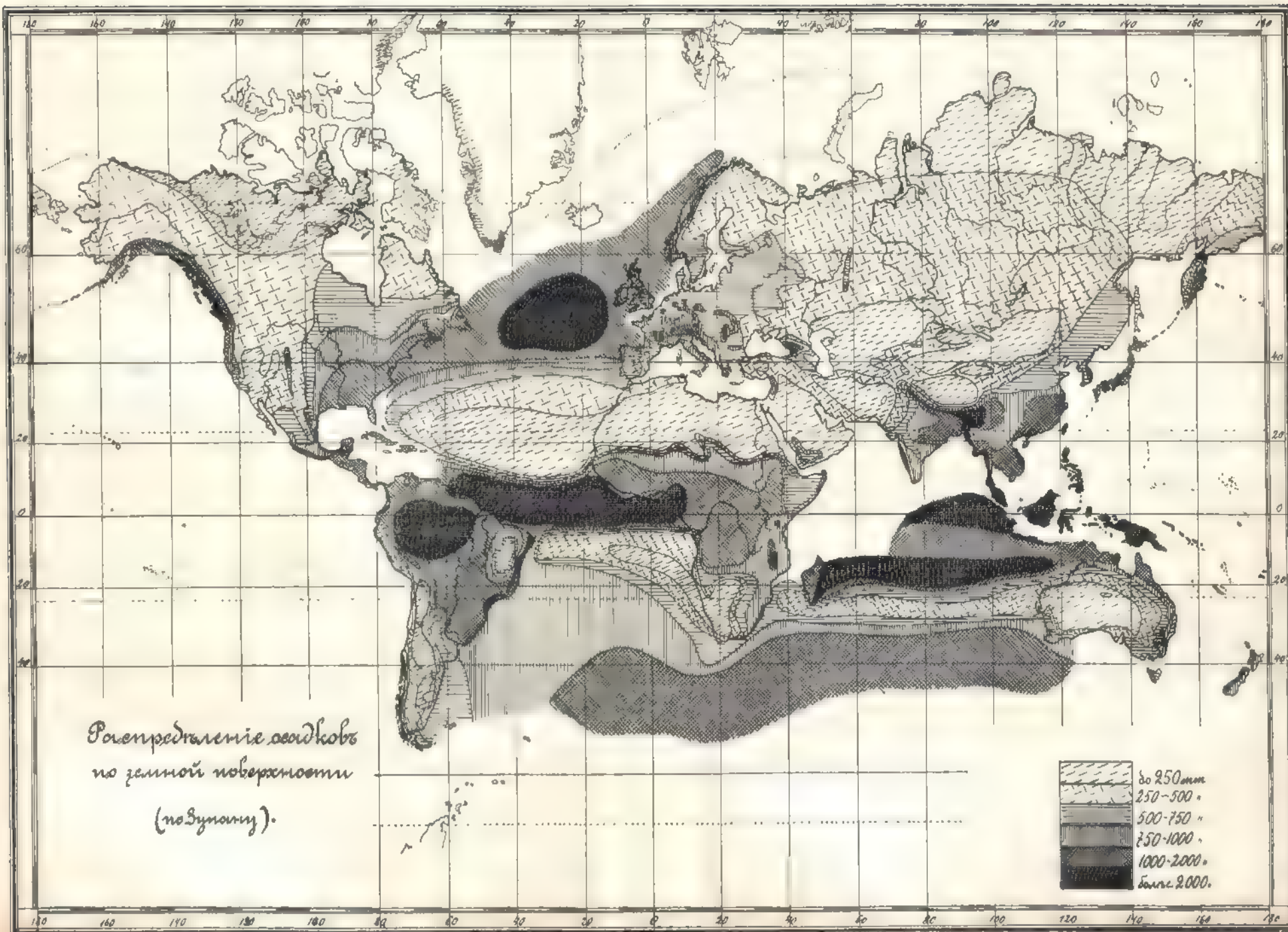
этого предѣла оно снова убываетъ. Причина, до звѣтной степени, понятна: восходяще потоки, образующеся вълѣдствіе того, что вѣтеръ встрѣчаетъ преграду и массы воздуха должны подниматься вверхъ, даютъ увеличеніе осадковъ съ одной стороны; наличность сильно охлажденныхъ излученіемъ поверхностей породъ или снѣга, надъ которыми именно въ силу ихъ охлажденія уругость паровъ сильно уменьшена, можетъ вызывать усиленную конденсацію по сравнению съ тѣми же высотами въ свободной атмосферѣ съ другой. Выше опредѣленнаго пояса, гдѣ конденсація паровъ достигаетъ максимума, доходятъ уже массы воздуха, содержащія вълѣдствіе ихъ низкой температуры небольшіе запасы паровъ, поэтому и количество осадковъ за этимъ поясомъ должно падать.

На общую картину распределенія осадковъ по земной поверхности чрезвычайно сильно влияют неперіодическія измѣненія погоды. Атмосферные вихри, вызывая движенія въ атмосферѣ и переносясь на огромныя разстоянія, приносятъ, какъ, увидимъ позднѣе, огромныя количества воды въ тѣя мѣста, гдѣ иначе не могло бы имѣть мѣста выпаденіе осадковъ. Въ силу этого общая картина распределенія осадковъ получается гораздо сложнѣе, чѣмъ она была бы безъ этихъ неперіодическихъ движеній. Только этимъ путемъ можетъ напримѣръ возникнуть такое распределеніе осадковъ, какъ въ сѣверной половинѣ Атлантическаго океана, гдѣ къ сѣверу отъ тропической, обильной осадками полосы лежитъ область, сравнительно очень бѣдная осадками, а еще сѣвернѣе снова наблюдается увеличеніе осадковъ (въ широтахъ Великобританіи), которое дальше къ сѣверу снова смѣняется областью, бѣдною осадками.

Въ Европѣ наибольшія количества осадковъ наблюдаются на западныхъ ея окраинахъ (берега Англи, Шотландіи, Норвеги, Португаліи), а также на западныхъ берегахъ ея южныхъ полуострововъ или перешейковъ (зап. Италія, крайняя зап. часть Балканскаго полуострова, ю. в. берегъ Чернаго моря). Общее количество осадковъ Европы колеблется между 500—1000 мм. за годъ (исключая горы въ указанныхъ же окраинахъ мѣстами годовая сумма достигаетъ значительно большихъ величинъ—до 4310 мм. на с.-з. Авлии и 4612 мм. въ Црвинце въ Далмаціи; 2039 мм. въ Сочи (Черном. губ.), 2370 въ Батумѣ (Кутаисск. губ.).

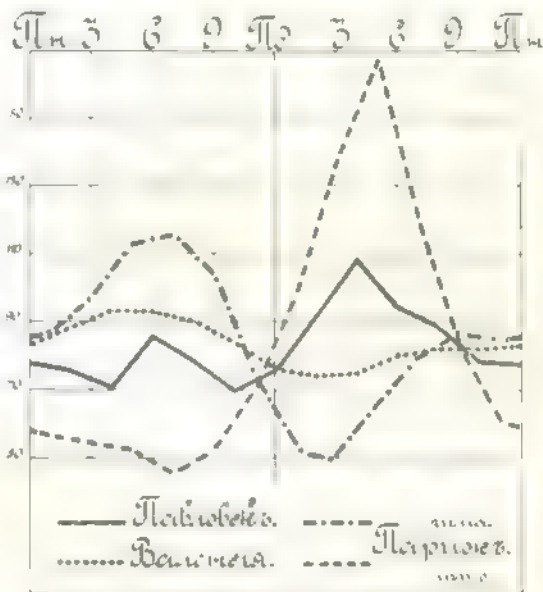
Періодическія колебанія осадковъ оказываются сложными и очень разнообразными для различныхъ частей земной поверхности.

Суточный ходъ осадковъ наиболее простъ на океанахъ и береговыхъ станціяхъ, гдѣ вообще восходяще токи наиболее слабы;



максимумъ количества осадковъ приходится здѣсь на послѣполуденные часы, минимумъ — на послѣполуночные. Подобное же распределение осадковъ въ течение сутокъ наблюдается и на многихъ станціяхъ зимою, когда восходящіе токи воздуха можно считать отсутствующими; лѣтомъ, наоборотъ, на большей части континентальныхъ станцій максимумъ осадковъ падаетъ на около — полуденные часы, когда восходящіе потоки достигаютъ наибольшей силы и мощности. Въ среднемъ за годъ нерѣдко можно въ теченіе сутокъ наблюдать (напр. въ средней Европѣ) два максимума и минимума. Суточный ходъ осадковъ для нѣкоторыхъ пунтовъ данъ на черт. 89; количества осадковъ, чтобы яснѣе дать суточный ходъ, взяты для чертежа въ тысячныхъ доляхъ отъ суточной или суммы.

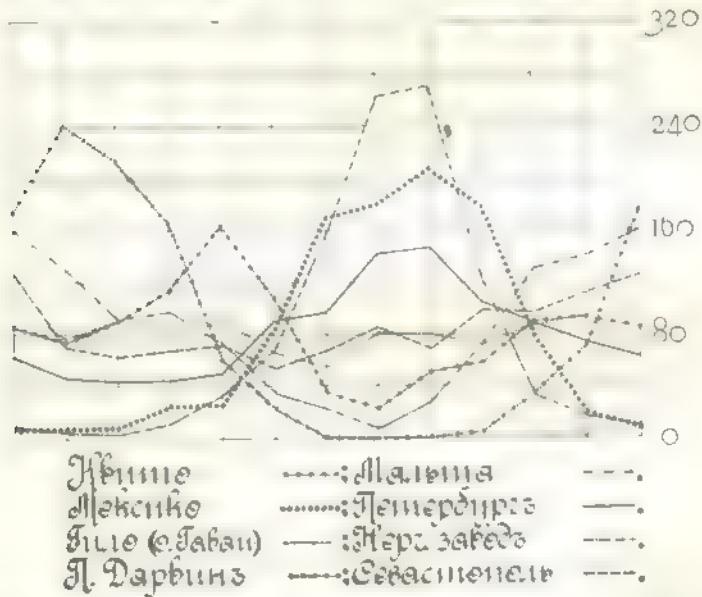
Годовой ходъ количества осадковъ еще сложнѣе, чѣмъ суточный. Въ зависимости отъ восходящихъ потоковъ, связанныхъ съ инсоляцією почвы, въ экваторіальныхъ областяхъ наблюдается двойной максимумъ осадковъ (во время равноденствій) и двойной минимумъ (въ солнцестояніи). Въ тропикахъ уже наступаетъ одинъ лѣтній максимумъ осадковъ при сравнительной бѣдности осадковъ въ течение остальной части года. Этотъ ходъ осадковъ оказывается, однако, нарушеннымъ тамъ, гдѣ господствующія воздушныя теченія имѣютъ определенное направленіе или резко выраженную голичную периодичность, обуславливающую и время наибольшихъ осадковъ. Такъ въ поясахъ пассатныхъ вѣтровъ (см. динамику атмосферы) осадки распределены болѣе равномерно въ теченіе года съ слабо выраженнымъ зимнимъ максимумомъ. Въ областяхъ типичныхъ муссоновъ осадки уже почти исключительно = принадлежность лѣтняго муссона, несущаго влажный воздухъ съ моря на сушу, тогда какъ



Черт. 89 Суточные колебанія количества осадковъ (въ тысячныхъ доляхъ суточного количества).

зима здѣсь— время сухое, мѣсячныя суммы осадковъ зимою здѣсь иногда падаютъ до 0. Въ подтропической области, составляющей переходную отъ тропиковъ къ среднимъ широтамъ полосу, годовою ходъ осадковъ имѣетъ опредѣленно выраженный зимній максимумъ при сравнительной бѣдности осадковъ лѣтомъ ¹⁾ Наконецъ въ умѣренныхъ широтахъ наблюдается лѣтній или раннеосенній максимумъ осадковъ; исключеніемъ являются лишь побережья, гдѣ подъ влияніемъ вѣтровъ съ водныхъ поверхностей наблюдается зимній максимумъ осадковъ или же эти послѣдніе распределяются равномерно въ теченіе года.

Д. Я. Ф. М. А. М. Г. Г. А. С. О. Н. Д.



Черт. 90. Годовыя колебанія количества осадковъ (въ тысячныхъ доляхъ годовою суммю).

Черт. 90 даетъ наглядные примѣры сказаннаго; какъ на предыдущемъ чертежѣ, количества осадковъ для большей сравнимости и здѣсь выражены въ тысячныхъ доляхъ отъ годовою суммю.

Для періодическихъ колебаній осадковъ не менѣе характеристичною, чѣмъ сумма ихъ, является еще и ихъ *повторяемость* или число дней съ осадками. Однако въ виду того, что различныя мѣсяцы имѣютъ различное число дней, для характеристики осадковъ при-

¹⁾ Основная причина явленія—условія, созданныя циркуляціею атмосферы, о чемъ будетъ рѣчь позднѣе.—въ динамикѣ атмосферы.

нято вычислять их *вѣроятность* т. е. отношеніе наблюденнаго за большой промежутокъ времени числа дней съ осадками ко всему числу дней мѣсяца или періода.

Этимъ путемъ удалось установить нѣкоторые важные факты. Такъ оказывается, что за сутки вѣроятность осадковъ имѣетъ иной ходъ, чѣмъ ихъ количество: дожди послѣполуденные поэтому, по Венкову, должны дать больше воды за тоже время, чѣмъ предполуденные, что впрочемъ до извѣстной степени и понятно, если послѣполуденные дожди — результатъ восходящихъ потоковъ. Въ годовомъ ходѣ повторяемость осадковъ имѣетъ очень сложный, мало опредѣленный характеръ, потому что неперіодически измѣненія осадковъ вызываютъ сильнѣйшія колебанія не только годовыхъ суммъ, но и времени ихъ максимума и минимума.

Остается еще сказать въ заключеніе, что наибольшія за сутки количества осадковъ, какъ уже указывалось, наблюдались въ Черрапунджи въ Іюнь до 1036 мм. Не многимъ уступаетъ этому числу количество осадковъ въ Тавабе (Японія), 902 мм. (Авг.). Въ Европѣ наибольшія количества осадковъ наблюдалось въ Цривницѣ (Далмація) 323 мм. Въ Россіи въ Батумѣ (Закавказье) и Самакшаняхъ (Бессар. губ.) получены 261 и 209 мм.

55. **Туманы; роса, иней, изморозь, гололедица.** При разборѣ различныхъ случаевъ конденсаціи было уже указано на условія образованія вблизи земной поверхности *тумана*¹⁾ при охлажденіи воздуха излученіемъ: строеніе тумана также уже было разсмотрѣно. Но не только охлажденіе почвы лучеиспусканіемъ вызываетъ появленіе тумана; смѣшеніе массъ воздуха различныхъ температуръ, особенно надъ океанами или въ прибрежныхъ странахъ, — благоприятствуетъ образованію тумана (Ньюфаундлендскіе туманы). Такъ какъ для конденсаціи воды въ капельно-жидкомъ видѣ необходимо присутствіе твердыхъ частицъ пыли, то образованіе тумановъ чрезвычайно облегчено тамъ, гдѣ массы фабрикъ и печныхъ трубъ выбрасываютъ дымъ и копоть (туманы большихъ

¹⁾ Отъ обыкновеннаго, влажнаго тумана надо совершенно отличать *сухой туманъ*, имѣющей съ первымъ только одинаковое названіе и подобно ему дѣлающей воздухъ менѣе прозрачнымъ. Происхожденіе сухого тумана совершенно отлично отъ тумана влажнаго. Сухой туманъ есть не что иное какъ дымъ лѣсныхъ, торфяныхъ или степныхъ пожаровъ или тонкая степная пыль, поднимаемые вѣтромъ и переносимые имъ на значительныя разстоянія. Иногда въ южной и юго-восточной Россіи сухой туманъ приносится юго-восточными вѣтрами, отличающимися большой сухостью и высокой температурой; такой *суховой* губительно дѣствуетъ на растительность. Наблюдаются сухіе туманы, состоящие изъ мелкихъ споръ грибовъ, такіе туманы сопровождаются массовыми пораженіями растений грибными болѣзнями. Явленіе сухихъ тумановъ вообще мало изслѣдовано.

городовъ). чѣмъ больше такой пыли, тѣмъ легче образуется туманъ. Такъ въ Лондонѣ число тумановъ въ послѣднія 20 лѣтъ, съ увеличеніемъ населенія, отопляющаго свои жилища каменнымъ углемъ, и фабричной дѣятельности, увеличилось въ течение года съ 50.8 на 74.2 т. е. возрасло почти въ 1¹/₂ раза.

Въ ясные и тихіе дѣтніе или осенніе вечера и ночи вблизи поверхности почвы, покрытой растительностью, замѣчается появленіе капелекъ жидкой воды, осаждающихся на стебляхъ и листьяхъ растений и на другихъ предметахъ вблизи поверхности почвы, явленіе это носитъ названіе *росы*. Иногда роса бываетъ настолько сильна и обильна, что капли ея стекаютъ по стеблямъ растений и смачиваютъ поверхность почвы. Причиной этого явленія лежатъ въ ночномъ охлажденіи почвы вслѣдствіе излученія. Такъ какъ ночное охлажденіе почвы тѣмъ больше, чѣмъ прозрачнѣе воздухъ и чѣмъ слабѣе вѣтеръ, перемѣшивающій его, то эти обстоятельства, понятно, благоприятствуютъ образованію росы. Есть, однако, основанія думать, что конденсація паровъ, находящихся въ воздухѣ, не единственный источникъ образованія росы опыты Лйткена и Ресселя показываютъ, что роса образуется и изъ паровъ, выделяемыхъ самою почвою или растениями.

Для измѣренія количества росы устраниваются особые *росомѣры*. Это — ящикъ, прикрѣпленный къ одному плечу коромысла вѣсовъ и уравновѣшенный грузомъ; ящикъ наполняется землею, покрытою растениями; измѣненія его вѣса записываются обычнымъ приемомъ.

Количества воды, собирающіяся въ видѣ росы, такъ невелики, что не могутъ идти въ сравненіе съ обычными осадками. Измѣренія различныхъ изслѣдователей даютъ числа, за отдѣльные дни не превышающія нѣсколькихъ десятыхъ долей мм.; а за весь вегетаціонный періодъ количество росы, собранное въ различныхъ пунктахъ, не превышаетъ 4 мм. Если даже допустить, что оно будетъ, по Гудайлю, вдвое болѣе, то и тогда оно составитъ не болѣе 1¹/₂ всего количества воды, доставляемаго за годъ осадками.

Въ томъ случаѣ, когда роса наблюдается осенью при низкихъ температурахъ воздуха, на поверхности почвы температуры эти могутъ опуститься ниже 0°; тогда роса, замерзая, переходитъ въ *иней*, мелкими ледяными кристалликами покрывающій поверхность охлажденных до 0° предметовъ.

Наконецъ въ зимнее время наблюдается еще одна разновидность осадковъ, называемая *изморозью*. После продолжительной морозной погоды при наступленіи оттепелей столбы, деревья, стѣны

домовъ и т. п. покрываются кристаллами льда, осаждающимися на нихъ въ видѣ длинныхъ иглъ. Образование этихъ кристалловъ вызывается тѣмъ, что вслѣдствіе малой теплопроводности дерево, камень продолжаютъ некоторое время сохранять болѣе низкую температуру чѣмъ теплый и влажный воздухъ, приносимый оттепелю. На поверхности такихъ предметовъ происходитъ конденсація паровъ, сопровождающаяся замерзаніемъ капельно-жидкой воды съ образованіемъ кристалловъ. Парастая мало по малу, кристаллы льда достигаютъ иногда значительной величины.

Совершенно аналогично получаются на такихъ же, болѣе холодныхъ поверхностяхъ камня или дерева прозрачныя слои льда, образующіе *юлогенду*, когда оттепель сопровождается въ зимнее время дождемъ.

46. **Снѣгъ: снѣговой покровъ.** Когда конденсація водяныхъ паровъ и ихъ переходъ въ твердое состояніе происходятъ настолько медленно, чтобы успѣвали образоваться достаточно развитые кристаллы льда, осадки, достигающіе земной поверхности, принимаютъ обыкновенно форму снѣга. Въ слояхъ воздуха, сравнительно спокойныхъ, кристаллики льда, постепенно парастая и соединяясь между собою, образуютъ правильно развитыя срсотки или снѣжинки. — обыкновенно шестилучевыя звѣздочки съ цѣлымъ рядомъ развѣтлений, чрезвычайно разнообразныхъ въ деталяхъ.

Черт 91 даетъ понятіе о действительномъ строеніи снѣжинокъ, онѣ представляютъ микротографическія снимки снѣжинокъ, полученные Сиссономъ. На немъ можно видѣть, какую правильную форму имѣютъ ледяныя кристаллы въ снѣжинкѣ, пока онѣ образуются при низкихъ температурахъ (черт. 91). Напротивъ при оттепели края кристалликовъ уже оплавлены и далеко не имѣютъ такой правильности, какъ при морозѣ. При сравнительно высокихъ, близкихъ къ 0° температурахъ отдѣльныя звѣздочки, снѣжины или снѣжинки между собою даютъ болѣе или менѣе крупныя хлопья снѣга. Въ очень неспокойномъ воздухѣ, при порывахъ вѣтра, часто мѣняющаю свое направленіе, хлопья снѣга скатываются въ бѣлые непрозрачныя шарики *круты*.

Снѣгъ, покрывая въ теченіе зимнихъ мѣсяцевъ въ среднихъ и высокихъ широтахъ поверхность почвы, играетъ значительную роль въ круговоротѣ энергіи. Отличаясь малой теплопроводностью, онъ защищаетъ почву и растительность, ее покрывающую, отъ зимнихъ холодовъ. Насколько велика и существенна можетъ быть при этомъ роль снѣгового покрова, было уже сказано и иллюстрировано цифрами в чертежахъ (стр. 74—78). Затѣмъ въ видѣ снѣга природа

аккумулируетъ въ теченіе зимы значительные запасы воды на весенніе мѣсяцы: образуемая изъ снѣга въ это время вода, медленно впитываясь въ оттаивающую почву, составляетъ для оживающихъ растений запасъ въ такое время года, когда осадки въ среднихъ широтахъ бѣдны.



Черт. 91 Микрофотографіи снѣжинокъ, снятыя Сигсовомъ въ (Рыбинскѣ).

Отличаясь даѣе существенно излучающею способностью отъ почвы, снѣгъ не можетъ не вліять своимъ присутствіемъ и на температуру воздуха. Вслѣдствіе большой излучательной способности снѣга температура на поверхности его при излученіи всегда будетъ ниже, чѣмъ на поверхности, лишенной снѣга ¹⁾. Съ другой стороны при изсоляціи снѣгъ не можетъ нагрѣться выше 0°, поглощая все полу-

¹⁾ Такъ напр. на поверхности снѣга и почвы, лишенной покрова, наблюдалась въ Лѣсномъ, 31 XII 1904 и 1 I 1905 минимальныя температуры: 35.2 и —25.5, 35.1 и —26.2.

ченное тепло на таяніе. Поэтому наличность снѣгового покрова всегда повижаетъ температуру при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ сравнительно съ лишенной снѣгового покрова почвой. Наипрѣднѣе вблизи земной поверхности температуры всегда именно и наблюдаются тамъ, гдѣ поверхность снѣга охлаждается излученіемъ при отсутствіи обмѣна воздуха, — когда, следовательно, влияніе снѣгового покрова съ его огромной сравнительно излучающею способностью можетъ безпрепятственно нарастать, ненарушаемое перемѣшиваніемъ воздушныхъ слоевъ (Верховьяхъ, ледяныхъ равнинъ Гренландіи).

Но еще въ одномъ отношеніи снѣговой покровъ можетъ играть важную роль. Исследования показали, что при температурахъ ниже 0°, когда имѣются на лицѣ незамерзшая (переохлажденная) вода и ледъ, вязкость водяныхъ паровъ при насыщеніи будетъ надъ льдомъ меньше, чѣмъ надъ водою. Это обстоятельство можетъ имѣть немаловажное значеніе въ эконіи природы: такимъ образомъ можетъ происходить конденсація на поверхности льда, когда паръ почвою, лишеиною снѣга, или надъ незамерзшими водоемами пары еще не достигли насыщенія, можетъ идти своего рода перегонка паровъ изъ одного пункта въ другой.

Кромѣ количества воды, приносимой осадками въ видѣ снѣга и измѣряемой дождемерами, чтобы составить себѣ представленіе о теплопроводности снѣга и о запасѣ воды, скопляемой въ видѣ снѣга, приходится прибѣгать къ измѣренію толщины снѣгового покрова, что дѣлается обыкновенно рейкою, раздѣленною на сантиметры, и къ измѣренію его рыхлости и плотности или удѣльнаго объема снѣга. *Плотностью снѣга* называютъ отношеніе объема воды, полученной при его таяніи, къ объему того же снѣга до таянія; *удѣльный объемъ снѣга* — величина, обратная плотности. Для измѣренія плотности или удѣльнаго объема пользуются цилиндрами опредѣленнаго сѣченія, которыми вырѣзается извѣстный объемъ снѣга; взвѣшиваніе вырѣзаннаго объема или его растаиваніе даетъ объемъ образующейся изъ него воды.

Плотность снѣга мѣняется въ широкихъ предѣлахъ; для свѣжевыпадающаго — отъ $\frac{1}{87}$ наблюдавшейся при полномъ безвѣтріи и морозѣ около 15° , она возрастаетъ до $\frac{1}{2}$ при оттепеляхъ весною; въ среднемъ для свѣжаго снѣга ее можно считать около $\frac{1}{11}$. При лежаніи снѣга отъ давленія вѣтра и верхнихъ слоевъ она быстро увеличивается, — свѣжевыпавшій снѣгъ осѣдаетъ. Въ прямой зависимости отъ плотности снѣга стоитъ и его теплопроводность: по Абельсу теплопроводность снѣга можно считать пропорціональной квадрату его плотности т. е.

$$k = 0.406 \times d^2, \text{ мал. кал. } \bullet \text{ мин}$$

где k — коэффициент внутренней теплопроводности, d — плотность снѣга.

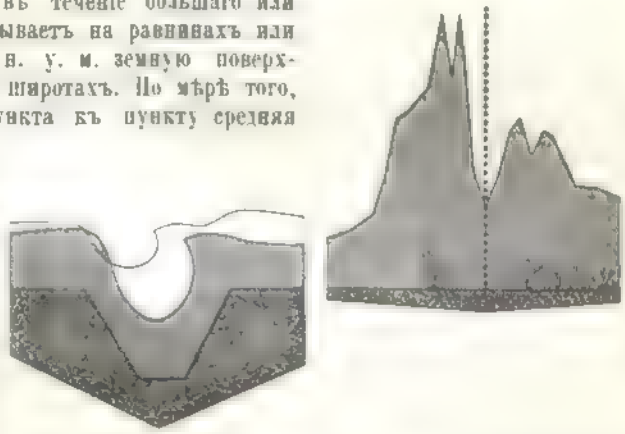
Такъ какъ снѣгъ, — особенно падающій при сравнительно низкихъ температурахъ, — долженъ быть разсматриваемъ, какъ тѣло сыпучее, то распределение его по данной мѣстности будетъ вполнѣ обуславливаться формою ея рельефа и состояниемъ ея поверхности. Обладая затѣмъ сравнительно со своею поверхностью ничтожною массою, снѣжинки могутъ падать въ воздухѣ только весьма медленно. Поэтому какъ движеніе ихъ въ воздухѣ, такъ и распределение по земной поверхности при паденіи будетъ въ значительной степени зависетьъ отъ вѣтра. Но, в достигнувъ земной поверхности, снѣгъ при вѣтрахъ не остается въ покоѣ: подъ влияніемъ достаточно сильныхъ вѣтровъ массы снѣга перемѣщаются по земной поверхности, при метеляхъ часто снова поднимаются вѣтромъ на воздухъ и переносятся на значительныя разстоянія. Наконецъ естественныя преграды и препятствія сильно вляютъ на распределение снѣга по мѣстности.



Черт. 92 Нивелировка снѣжного покрова въ дек. 1902 г. въ паркѣ Лиси Инст. (близъ Сиб.) Внизу — профиль мѣстности (вертикальный масштаб сильно увеличенъ сравнительно съ горизонтальными разстояніями, сверху — профили снѣга (заштрихованный — при первой, лицевой; при второй нивелировке).

Для болѣе подробнаго изслѣдованія распредѣленія снѣга по данной мѣстности приходится обыкновенно измѣрять высоты его черезъ небольшіе промежутки на значительныхъ протяженіяхъ. Черт. 92 представляетъ результаты такихъ измѣреній,—своего рода нивелировокъ снѣгового покрова, — въ дек. 1892 года въ Лѣсномъ. Снѣгъ былъ проиѣренъ по предварительно намѣченной и пронивелированной линіи въ паркѣ Лѣснаго Института: рельефъ мѣстности показанъ снизу на черт. Затѣмъ черезъ нѣсколько дней, послѣ сильной метели, нивелировка снѣга была повторена. Двойныя линіи на черт. наглядно показываютъ, что сдѣлалось съ покровомъ послѣ метели. А черт. 93 даетъ наглядное представленіе того, какъ канавы в изгороди вліяютъ на перемѣщеніе и распредѣленіе снѣга по поверхности.

Снѣговой покровъ въ теченіе большаго или меньшаго періода покрываетъ на равнинахъ или небольшихъ высотахъ н. у. м. земную поверхность въ умѣренныхъ широтахъ. По мѣрѣ того, какъ падаетъ отъ пункта къ пункту средняя температура за годъ, увеличивается и число дней, за которые осадки падаютъ въ видѣ снѣга (число дней со снѣгомъ), и продолжительность лежанія снѣгового покрова. Какъ мѣняются эти, опредѣляющія продолжительность снѣгового покрова цифры въ предѣлахъ Европ. Россіи (въ направленіи отъ Ю.-З. въ С.-В.), можно видѣть наглядно изъ слѣдующей небольшой таблички.



Черт. 93. Распредѣленіе снѣга въ канавѣ (на лѣво) и у изгороди (на право)

	Ч и с л о д н е й			
Температура средняя года.	со снѣговымъ покровомъ	съ осадками въ видѣ снѣга	тоже въ % дней съ осадками	
Одесса	9 ^o .6	ок. 28	15	19
Москва.	3 ^o .9	ок. 150	82	44
Усть-Цыльма Арх. г.	-1 ^o .9	больше 200	133	62.

Въ полярныхъ странахъ,—напр. на равнинахъ Гренландія, на Новой Землѣ,—снѣговой покровъ, если онъ и становится, то уже на самое непродолжительное время.

Тоже самое имѣетъ мѣсто и по мѣрѣ возвышенія мѣстности надъ уровнемъ моря: съ пониженіемъ температуры при увеличеніи высоты н. у. м. увеличивается также и число дней съ осадками въ видѣ снѣга, и продолжительность лежанія снѣгового покрова. На нѣкоторой опредѣленной высотѣ, зависящей отъ широты мѣста, отъ направленія склона встрѣчаютъ на горахъ обыкновенно уже постоянный, не тающій снѣговой покровъ.—переходятъ за *линію или границу вѣчнаго снѣга*. Самый покровъ здѣсь уже можетъ имѣть различную

структуру то *снѣжника*, состоящаго изъ обыкновеннаго снѣга, или *фирна* т. е. снѣга, превратившагося въ крупнозернистую, возрѣвную массу, часто пропитанную водою, то *ледника*, состоящаго изъ сплошныхъ массъ льда, пересѣкаемыхъ только болѣе или менѣе значительными трещинами. Коренная разница между этими покровами, кроиѣ ихъ строенія.—въ текучести льда: поэтому, тогда какъ снѣжникъ почти не обладаетъ подвижностью, ледникъ движется, медленно спускаясь по ложу внизъ и перенося при своемъ движеніи увлекаемые по пути камни; изъ нихъ онъ образуетъ боковыя, головныя или подонныя морены. Въ силу текучести и большихъ сплошныхъ массъ льда, его образующихъ, ледники спускаются ниже линіи снѣжниковъ.

Какъ мѣняется линія вѣчныхъ снѣговъ, видно изъ слѣдующей таблички.

	Граница вѣчнаго снѣга.	Граница ледниковъ.
Гималаи (с. скл., 30° с ш.).	6000 м. в. у. м.	3000 м. в. у. м.
Кавказъ (ю. з. скл., 42°).	2900 — 2500	1900
Альпы (цѣнтр., 47°)	2800	1000
Сѣв. Норвегія (70°)	900	0

57. Вліяніе лѣса на осадки. Лѣсъ, измѣняя существенно и температурныя условія, и влажность занимаемаго имъ района, не можетъ не вліять, хотя бы косвенно, на осадки. Въ тоже время, представляя собою механическую преграду, закрывающую отъ осадковъ поверхность почвы, лѣсъ будетъ своими кронами задерживать часть воды и пропустить къ почвѣ только избыточную долю выпавшихъ осадковъ. Поэтому, когда идетъ рѣчь о вліяніи лѣса на осадки, необходимо всегда предварительно оговориться о разсматриваемой сторонѣ вопроса.

Когда разсматривается вліяніе лѣса на осадки именно въ смыслѣ опредѣленія той части осадковъ, которая достигаетъ внутри лѣса и подъ кронами его деревьевъ до почвы, то само собою разумѣется, что въ этомъ отношеніи вліяніе лѣса не можетъ не быть весьма значительнымъ. Извѣстная часть осадковъ, выпадающихъ надъ лѣсомъ, при проникновеніи черезъ кроны деревьевъ потратится на смачиваніе этихъ кронъ и стволовъ деревьевъ и не дойдетъ до почвы. Не дойдетъ до почвы и та часть осадковъ, которая еще на кронахъ и стволахъ деревьевъ, не успѣвъ стечь внизъ, испарится. Изъяснительная часть осадковъ при ударахъ о листь и вѣтви дождевыхъ капель, иногда падающихъ съ значительной высоты, можетъ быть отброшена на сосѣдніе свободные просвѣты или прогалины. Извѣстная часть осадковъ, пройдя чрезъ кроны, сбѣжитъ внизъ по большимъ вѣтвямъ и стволу. Остальная часть осадковъ, пройдя чрезъ кроны, достигнетъ почвы. До почвы дойдетъ при этихъ условіяхъ, понятно, тѣмъ меньшее количество воды, чѣмъ гуще кроны деревьевъ и чѣмъ болѣе сомкнуто насажденіе. Понятно также и то, что различныя породы деревьевъ въ этомъ отношеніи должны дать очень разнообразныя результаты.

Пусть разсматривается затѣмъ вопросъ о вліяніи лѣса на осадки съ болѣе широкой точки зрѣнія,—а именно ставится вопросъ объ изслѣдованіи, одинаковое ли количество осадковъ выпадаетъ надъ лѣсомъ и сосѣдними полями,—одно и то-же количество воды получить дождемъ, поставленнымъ на уровнѣ кронъ лѣсныхъ деревьевъ, и дождемъ, поставленнымъ на такой же высотѣ въ условіяхъ, вполне тождественныхъ съ первымъ, на сосѣднемъ полѣ?

Защищая въ большей или меньшей степени почву от инсоляции, лѣсъ можетъ, конечно, въ извѣстной мѣрѣ ослаблять восходящіе потоки, которыми приносится главнѣйшимъ образомъ осадки и которые образовались бы при лишней лѣсной покрову почвъ болѣе энергично. Но при этомъ, дѣйствуя какъ преграда на движущіеся параллельно земной поверхности массы воздуха (интерьеръ), лѣсъ заставляеть въ извѣстной мѣрѣ эти массы измѣнить направление движенія и подниматься вверхъ. Этимъ самымъ можетъ быть созданъ хотя и слабый, но какъ бы восходящій потокъ со всѣми, сопровождающими его послѣдствіями. пониженіемъ температуры и увеличеніемъ влажности въ поднимающихся массахъ воздуха, — при очень большой влажности, можетъ быть, даже вплоть до конденсаціи.

Нѣсколько цифръ, заимствованныхъ изъ наблюденій лѣсныхъ опытныхъ станцій или изъ изслѣдованій въ этомъ направленіи, освѣтятъ тѣ отбиты, которые дають на подобнаго рода вопросы непосредственныя наблюденія.

Относительно количества осадковъ, получаемыхъ лѣсною почвою, наблюденія дали совершенно ясныя, опредѣленныя цифры, вполне отвѣчающія теоретическимъ соображеніямъ. Такъ на Австрійскихъ опытныхъ станціяхъ (наиболѣе полныя и обстоятельныя изслѣдованія въ этомъ направленіи) по Гоппе оказалось, что въ среднемъ до почвы доходило или стекало по стволу

въ % отъ осадковъ на соседней полевой станціи:			
насажденіе	ель	сосна	букъ
его возрастъ—лѣтъ	61	65	88
его полнота	1.0	0.7	0.9
дошло до почвы	61%	76%	65%
стекало по стволу	3%	0.8%	17%

Цифры того же порядка получались и при другихъ подобныхъ наблюденіяхъ Чѣмъ сильнѣе дождь, тѣмъ больше воды доходило до почвы, такъ въ буквомъ насажденіи полноты 0.9:

при осадкахъ	0—3 мм.	3—7 мм.	5—10 мм.	10—20 мм.	> 20 мм.
дошло до почвы	48%	53%	59%	65%	76%

Чѣмъ ближе къ стволу, тѣмъ гуще крона дерева и тѣмъ меньше, конечно, доходить осадковъ до почвы. Такъ по Гоппе достигало до почвы въ различныхъ породахъ на разныхъ разстояніяхъ отъ ствола

порода	разстоян. въ метр.				
	0— $\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$ —1	1— $\frac{1}{2}$	> $1\frac{1}{2}$	просвѣтъ.
ель (полн. 1.0).	55%	60%	63%	66%	76%
сосна (полн. 0.9)	66	72	75	75	83
букъ (полн. 0.9)	53	64	66	64	71

Если прибавить къ полученному дождевомъ подъ кронами еще стеканіе по стволу, то сравнительно съ состояніями полями по Гоппе задержатъ кроны елей 45%, сосны 24%, бука 20% всей выпавшей надъ лѣсомъ воды.

Относительно вліянія лѣса на выпаденіе осадковъ вообще числа, полученныя наблюденіями, дають отвѣтъ гораздо менѣе опредѣленный. Но и по существу дѣла здѣсь, конечно, получить точный отвѣтъ несравненно труднѣе. При-

ходится считаться съ тѣмъ, что даже получаемое непосредственно дождевыми увеличеніе осадковъ надъ лѣсомъ сравнительно съ полемъ не можетъ быть отнесено цѣликомъ за счетъ прямого вліянія лѣса, а должно свестись къ условіямъ установки дождебра—къ большей защищенности послѣдняго отъ выдуванія осадковъ. Точно также должна быть учтена предварительная разница въ рельефѣ (повышеніе или пониженіе) мѣстности. Во всякомъ случаѣ большая часть старыхъ наблюденій скорѣе говорила о томъ, что лѣсъ, хотя и незначительно, но увеличиваетъ осадки (Франція — на 3—19%, Индія—12%, Германія—5—6%) сравнительно съ сосѣднимъ полемъ. Однако позднѣйшія изслѣдованія въ Германіи (Шуберта) показали, насколько велико могло быть здѣсь вліяніе не учтенныхъ факторовъ: *при полученной непосредственно дождевыми разности около 2% въ пользу лѣса сравнительно съ полемъ послѣ введенія соответственныхъ поправокъ на установку дождебра, на повышеніе мѣстности и т. д. оказалось, что лѣсъ даетъ осадковъ на 2% меньше, чѣмъ сосѣдня поля.*

Разсмотрѣнными выше сторонами вопросъ о вліяніи лѣса на осадки, однако, не исчерпывается.

Лѣсъ долженъ дѣйствовать регулирующимъ образомъ на таяніе снѣга весной. Здѣсь его дѣйствіе можетъ быть и непосредственное, такъ какъ, затѣняя почву, онъ этимъ самымъ преграждаетъ путь лучистой энергіи, нужной для таянія снѣга. Но еще больше будетъ онъ вліять на таяніе снѣга косвеннымъ образомъ. Изслѣдованія послѣдняго времени (Савинова) выяснили, что таяніе снѣга идетъ главнѣйшимъ образомъ не за счетъ поглощаемой имъ лучистой энергіи, которую онъ въ значительной мѣрѣ отражаетъ, а преимущественно за счетъ теплоты, отдаваемой ему проносимыми надъ нимъ массами воздуха, итѣющими температуру выше 0°. Такъ какъ лѣсъ задерживаетъ въ значительной степени движеніе воздуха, то этимъ самымъ онъ замедляетъ и обмѣнъ воздуха надъ снѣгомъ, а потому и снѣговой покровъ въ лѣсу будетъ таять всегда даже на лѣсныхъ полянках и прогалинахъ гораздо медленнѣе, чѣмъ на открытомъ сосѣднемъ полѣ. Насколько лѣсъ можетъ задержать таяніе снѣга, показываютъ цифры, полученныя въ Лѣсномъ. продолжительность лежанія снѣга въ зиму 1892—93 г. была здѣсь:

	въ лѣсу	на лѣсной полянкѣ	на открытомъ полѣ
число дней лежанія снѣгового покрова	172	163	147.

Затрудняя движеніе массъ воздуха, при снѣгопадахъ или метеляхъ лѣсъ будетъ существенно перераспредѣлять снѣговой покровъ въ мѣстности, имъ занятой, и этимъ, конечно, кореннымъ образомъ перераспредѣлитъ и тѣ запасы воды, которые запасены на весну въ видѣ снѣга. Черт. 92 и 93 предыдущихъ стр. и сказанное тамъ о вліяніи преградъ на распределеніе снѣга могутъ служить хорошею иллюстраціею роли лѣса въ этомъ отношеніи.

Наконецъ и вообще, представляя собою рядъ преградъ, расположенныхъ на поверхности отдаваемой имъ почвы, лѣсъ долженъ существенно измѣнить и регулировать стокъ выпадающихъ въ данной мѣстности въ жидкомъ видѣ осадковъ. Скорость движенія водъ на покатои мѣстности будетъ тѣмъ меньше, чѣмъ больше препятствій встрѣчаютъ при своемъ движеніи эти воды. Въ этомъ отношеніи особенно сильно должно быть вліяніе лѣса.—какъ и вообще вліяніе всякой растительности, при ливняхъ и половодьяхъ, при сходѣ вешнихъ

воду и т. п.; лѣсистая мѣстность ни при какихъ условіяхъ не можетъ, конечно, испытать въ этомъ отношеніи такихъ размѣровъ наводненій или поводовъ, какия будутъ наблюдаться на лишенной растительности мѣстности при тѣхъ же условіяхъ.

VI. Электрическое поле атмосферы.

58. **Электрическое поле: величины, его характеризующія.** При наблюденіи процессовъ, происходящихъ въ атмосферѣ, приходится наталкиваться на проявленіе электрическихъ силъ, явно связанныхъ съ явлениями погоды, достаточно напомнить грозу, которая и навела впервые на мысль о существованіи или, по крайней мѣрѣ, о проявленіи время отъ времени въ атмосферѣ электрическихъ силъ. Изученіе этихъ силъ обнаружитъ, что въ атмосферѣ не только временами, но и постоянно наблюдаются электрическія явленія, служащая несомнѣннымъ доказательствомъ существованія вокругъ земного шара *электрическаго поля* ¹⁾.

¹⁾ Полезно напомнить здѣсь въ самыхъ краткихъ чертахъ основныя свойства электрическаго поля.

Величина силы съ которой заряженное тѣло дѣйствуетъ на всякое другое тѣло, заряженное также въ некоторомъ количествѣ электричества, притягивая или отталкивая его, по закону Кевендиша-Кулона будетъ,

$$f = 1/k \cdot \frac{Mm}{r^2},$$

если черезъ M и m назвать количества электричества на обоихъ взаимодействующихъ тѣлахъ, а черезъ r разстояніе между ними, k — постоянная величина, характеризующая диэлектрикъ (*диэлектрическая постоянная*). Эта сила въ различныхъ разстояніяхъ отъ заряженнаго тѣла различна и будетъ вообще тѣмъ меньше чѣмъ больше отъ заряженнаго тѣла разстояние r отъ другого тѣла, для котораго ищутъ величину силы. Вокругъ заряженнаго тѣла въ электрикѣ наблюдается такъимъ образомъ *электрическое поле*, въ каждой точкѣ котораго дѣйствуютъ совершенно опредѣленныя силы. Силу H съ которою данное заряженное тѣло дѣйствуетъ на единицу количества электричества, помещенную отъ него на разстояніи r , называютъ *напряженностью поля въ точкѣ r*.

Но напряженность поля r е сила, съ которою электрическое поле дѣйствуетъ на помещенное въ немъ тѣло (въ сущности *электрической градиентъ*), не достаточно для полного опредѣленія поля; надъ еще найти количество энергии, затрачиваемой при перемѣщеніи наблюдаемаго тѣла изъ одной точки поля въ другую, и тогда поле будетъ вполне характеризовано. Количество энергии будетъ известно, если известна работа электрическихъ силъ при данномъ перемѣщеніи. Работа, которую должны совершить электрическія силы при удаленіи единицы электрической массы, когда эта масса перемѣщается изъ одной точки поля въ другую, считая разстояніе этой массы отъ электрическаго поля изменяется на величину dr , будетъ равняться $dv = fdr$, откуда

$$f = H = \frac{dv}{dr}.$$

Величину работы V , совершаемой электрическими силами поля при удаленіи единицы массы или, что тоже, единицы количества электричества изъ данной

Для характеристики электрическаго поля должны быть пзвѣсны въ каждой его точкѣ: *потенціалъ* и *напряженность* здѣсь поля т. е. *измѣненіе потенціала на единицу длины*.

Для измѣренія потенціала и напряженности земного электрическаго поля, какъ и для всякаго электрическаго поля, служатъ общеизвѣстныя изъ курсовъ физики *электрометры*. Наиболье удобны для походныхъ наблюденій электрометры переноснаго типа, въ которыхъ уголь расхожденія наэлектризованныхъ листочковъ служить мѣрою сообщеннаго прибору потенціала. Для постоянныхъ наблюденій на обсерваторіяхъ пользуются квадрантнымъ электрометромъ, въ которомъ легкая аллюминіевая пластинка, снабженная зеркальцемъ и подвѣшенная на нити надъ 4 накрестъ соединенными и заряженными ностороннимъ источникомъ квадрантами, отклоняется изъ положенія равновѣсія на уголь, по которому легко опредѣлить сообщенный ей потенціалъ. Наружныя обкладки того и другого электрометра соединяются, конечно, съ землею. Въ сущности при всѣхъ электрическихъ измѣреніяхъ измѣряется не абсолютная величина электрическаго потенціала въ данной точкѣ поля, а всегда *разность потенціаловъ между данною точкою и поверхностію земли*, причемъ листочки въ переносномъ электрометрѣ, пластинка въ квадрантномъ электрометрѣ и должны принять потенціалъ данной точки поля.

точки на безконечно далекое разстояніе, называютъ электрическимъ *потенціаломъ* поля. Изъ написаннаго выраженія $I = \frac{dv}{dr}$ видно, что *напряженность поля есть измѣненіе потенціала на единицу разстоянія*. Если строить поверхности, для которыхъ потенціалъ V — величина постоянная, получится поверхности одинаковаго потенціала (электрическаго уровня), *поверхности изопотенціальныя*. Для наэлектризованнаго шара это будутъ сферы, концентричныя съ даннымъ шаромъ. Электрическія силы направлены въ полѣ перпендикулярно къ изопотенціальнымъ поверхностямъ. Измѣненіе потенціала въ полѣ совершается наиболее быстро по перпендикуляру къ поверхности уровня. Потенціалъ измѣряется, какъ извѣстно, въ *вольтахъ*. Напряженность поля опредѣляется обыкновенно измѣненіемъ потенціала на единицу длины по перпендикулярному (нормальному) къ поверхности уровня (изопотенціальной) направлению въ *вольтахъ на 1 метръ длины*.

Если черезъ σ обозначить количество электричества на единицу поверхности заряженнаго тѣла, то напряженность поля вблизи такого заряженнаго тѣла будетъ

$$H = \frac{dv}{dr} = 4 \pi \sigma$$

по извѣстной теоремѣ Кулона.

Наконецъ, если черезъ ρ обозначить объемную плотность т. е. количество электричества, заключающагося въ единицѣ объема газа, то по теоремѣ Пуассона

$$\frac{d^2v}{dh^2} = -4 \pi \rho.$$

Наиболее важным при наблюдениях является собиратель или коллектор, которым долженъ быть сообщенъ измѣрительному прибору потенциалъ данной точки. Въ качествѣ такового можно взять пламя свѣчи или лампы, быстро принимающее потенциалъ окружающихъ его точекъ поля, пластинку съ радиоактивными веществами, обладающую тѣмъ же свойствомъ. На постоянныхъ обсерваторияхъ заставляютъ воду, помещенную въ изолированный сосудъ, по каплямъ вытекать черезъ тонкую металлическую трубку, выходящую чрезъ окно помещения, гдѣ находится сосудъ, внаружу. Въ такомъ коллекторѣ вытекающія капли воды также быстро принимаютъ потенциалъ окружающихъ трубку точекъ поля и передаютъ его трубкѣ и сосуду ¹⁾. Какимъ бы образомъ ни велось

¹⁾ Это свойство собирателя болѣе или менѣе быстро принимать потенциалъ той точки поля, въ которой такой собиратель будетъ помещенъ, является попытнымъ, если припомнить следующие факты электростатической индукции.

Помѣщенный въ электрическомъ полѣ, независимо какимъ-либо полюсомъ, проводникъ, напр. полой или металлический шарикъ на изолирующей не держась вездѣ оказывающагося заряженномъ такъ, что на одной его сторонѣ, обращенной къ полюсу, появится электрический зарядъ противоположною съ полюсомъ знака, на другой одинаковаго. При этомъ количества разноименныхъ на шарикѣ или, какъ обыкновенно выражаются, наведенныхъ на противоположныхъ его сторонахъ электричества равны между собою. Существовать дѣла здѣсь можетъ, конечно, къ тому перераспределенно потенциаломъ въ части поля, данной шарикомъ, которое должно при этомъ произойти, такъ какъ вся поверхность проводника всегда будетъ имѣть одинъ и тотъ же, средний для данной части поля потенциалъ, а поле внутри проводника отсутствовать. Если теперь соединить этотъ шарикъ металлически (проводякою) съ землею, электричество знака, одинаковаго съ полюсомъ, перейдетъ въ землю, а шарикъ сдѣлается заряженнымъ противоположнымъ полюсу электричествомъ и потенциалъ заряда равнымъ потенциалу точки поля, соответствующей центру шарика.

Помѣщая въ электрическомъ полѣ вмѣстѣ одного-два приведенныхъ къ прикосновению шарика, можно, затѣмъ ихъ раздвинуть, получить отдѣльные на противоположныхъ заряда, а соединивъ послѣ этого одинъ шарикъ съ электрометромъ, другой съ землею, можно и измѣрить потенциалъ, до котораго зарядились шары. Результатъ будетъ тѣмъ точнѣе, чѣмъ меньше шарика.

Въ этой формѣ опытъ даетъ уже ясную схему дѣйствия собирателя, напр. большого. Въ моментъ образования капли на выдвинутомъ далеко въ окружающее его электрическое поле концѣ трубки, по которой вытекаетъ вода, капли эта заряжается противоположнымъ знаку поля электричествомъ, а металлическая трубка коллектора одноименнымъ съ нимъ. При отдѣлении капли собирателя зарядъ ея увесится и затѣмъ при паденн на землю теряется; зарядъ, одноименный полюсу, распределяется по коллектору и отъ этого потенциала передается соединенному съ нимъ электрометру. Чѣмъ меньше капли тѣмъ чаще падаютъ онѣ изъ трубки собирателя, тѣмъ скорѣе и точнѣе передается этотъ коллекторъ до потенциала, соответствующаго тому давлению, гдѣ происходитъ отдѣлене капель отъ трубки коллектора.

Точно такимъ же образомъ дѣйствуютъ и другіе коллекторы съ тѣмъ только различіемъ отъ водяного, что роль капель въ нихъ переходитъ къ струямъ, выходящимъ съ острия, вызываемымъ процессами горѣнія, или отдѣляющимся отъ радиоактивнаго вещества потокамъ мельчайшихъ газовыхъ час-

измѣреніе, получаютъ разности потенциаловъ между двумя точками поля. Если потенциалъ одной изъ нихъ извѣстенъ, величина его для другой опредѣляется вычисленіемъ; если же потенциалъ обѣихъ точекъ неизвѣстенъ, то наблюдение даетъ только напряженность поля между наблюдаемыми точками.

Указанные методы измѣренія дадутъ представленіе о двухъ основныхъ величинахъ, опредѣляющихъ электрическое поле земли. Они могутъ указать тѣ неправильности или измѣненія, которыя въ этомъ полѣ тѣмъ или инымъ путемъ могутъ возникнуть.

За послѣднее время, однако при изученіи атмосфернаго электрическаго поля пришлось примѣнить еще рядъ новыхъ методовъ, дающихъ возможность непосредственно измѣрить тѣ заряды въ различныхъ слояхъ атмосферы, на существованіе которыхъ, какъ видно будетъ далѣе, опредѣленно указываютъ наблюдения. Объ этихъ методахъ придется сказать потомъ.

Наблюдая электрическое поле атмосферы, необходимо считаться еще съ однимъ чрезвычайно важнымъ обстоятельствомъ, которое



Черт. 94. Деформация электрическаго поля въблизи земной поверхности подъ влияніемъ ея неровностей.

можетъ существенно вліять на получаемые наблюдениями результаты. Дѣло въ томъ, что, — такъ какъ земля является проводникомъ электричества, поверхность почвы будетъ поверхностью изопотенциальной. Напряженность поля вблизи проводника по

теоремѣ Кулона прямо пропорциональна поверхностной плотности электрическаго заряда, а плотность эта будетъ одинаковою только на совершенно правильной шаровой поверхности; всякая же неровность на поверхности проводника вызоветъ деформацию поля, выражающуюся тѣмъ, что надъ возвышеніями напряженность поля увеличится, надъ впадинами она уменьшится. Поэтому надъ возвышеніями всегда изопотенциальныя поверхности лежатъ тѣсно другъ къ другу, около впадинъ — рѣже, какъ на черт. 94. Измѣрять напряженность электрическаго поля атмосферы, необходимо, вслѣдствіе этого, выбирать ровную мѣстность, гдѣ это поле должно быть наименѣе деформировано.

Чтобы представленію объ электрическомъ полѣ вокругъ даннаго проводника придать наибольшую наглядность, приближаютъ

обычно къ Фардеевскому методу изображенія его силовыми линиями. Въ такомъ случаѣ представляютъ себѣ, что изъ каждаго элемента поверхности заряженнаго тѣла исходитъ пучокъ силовыхъ линий, число которыхъ для такого элемента поверхности будетъ $4\pi r^2 \Delta$. Чѣмъ больше поверхностная плотность электричества, тѣмъ больше силовой потокъ, и обратно. Если поверхность заряженнаго тѣла плоскость или весьма малая часть поверхности шара съ большимъ радиусомъ, электрическое поле заполнено пучкомъ параллельныхъ силовыхъ нитей; если поверхность не плоская, силовой потокъ гуще тамъ, гдѣ имѣются возвышенія, рѣже — тамъ, гдѣ находятся впадины.

59. **Результаты наблюдений надъ электрическимъ полемъ атмосферы. Періодическія его измѣненія.** Многочисленныя наблюденія на различныхъ высотахъ и въ различныхъ точкахъ земного шара показали, что земная поверхность представляетъ собою *отрицательно заряженное тѣло*.

Въ атмосферѣ, электрикъ, обнаруживающій такое тѣло, отрицательный потенциалъ долженъ очень медленно уменьшаться по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности, а положительный, если условно принять потенциалъ земли за нуль (0), *возрастать съ высотой*. Наблюденія дѣйствительно въ среднемъ и подтверждаютъ это: по измѣненіе потенциала оказывается значительнымъ, и что — важно, — неравнообразнымъ съ измѣненіемъ высоты. Такъ въ Вашингтонѣ (сѣв. Америка) при одновременныхъ наблюденіяхъ величина потенциала оказалась при ясномъ, безоблачномъ небѣ:

на высотѣ отъ пов. почвы въ метр.:	10	152
потенциалы въ вольтахъ около	240	880.

Наблюденія показали затѣмъ, что при этомъ напряженность поля на различныхъ высотахъ въ одномъ и томъ же пунктѣ не остается постоянною.

Изъ наблюдений видно, что въ среднемъ *напряженность поля быстро падаетъ со некоторой высоты, послѣ которой она начинаетъ мѣняться очень медленно*. Какъ она мѣняется съ высотой, могутъ показать цифры, полученныя Ле-Кадэ при поднятіи на воздушномъ шарѣ близъ Парижа.

высота въ метр.:	0	1000	4200
напряженность (в/м):	120	39	11.

Гердье въ одномъ случаѣ наблюдалъ между 5000—5700 м. высоты напряженность поля всего въ 3 вольта на 1 м.

Далѣ электрическое поле атмосферы непостоянно и въ различныхъ точкахъ земной поверхности. Напряженность поля оказывается вообще сравнительно большою въ странахъ сухихъ и холодныхъ, значительно меньшею въ странахъ съ большою влажностью. Такъ въ Египтѣ (Луксоръ) она оказалась 132 вольта на 1 м., въ Томскѣ—115; а въ Индйскомъ океанѣ—53, Бомбей—60. Въ среднемъ для всей земли въ слое до 3000 м. высоты ее можно принять, какъ уже упоминалось, близко равную 100 вольтъ на 1 м.; для Европы это число вѣскольکو больше, —около 150 вольтъ на 1 м.

Наблюдениями установлено, что напряженность земного электрическаго поля обнаруживаетъ постоянныя какъ періодическія, такъ и непериодическія измѣненія: при этомъ оказалось, что измѣненія эти связаны съ погодою. Главнѣйшимъ метеорологическимъ факторомъ, влияющимъ на измѣненія, является въ ясную погоду абсолютная влажность; съ ея уменьшеніемъ напряженность поля растетъ и обратно падаетъ при ея увеличеніи.

Пониженіе температуры также влечетъ за собою увеличеніе напряженности и обратно.

Наблюдения обнаружили далѣ связь напряженности поля съ солнечною ионозащитою. Длестеръ и Гендель, наблюдая ионозащиту (главнымъ образомъ для лучей малой длины волны) спеціальнымъ приборомъ, показали, что напряженность земного поля уменьшается съ увеличеніемъ напряженности падающихъ на такой фотометръ лучей

Затѣмъ оказалось, что сильно влияетъ на напряженность земного электрическаго поля чистота воздуха. Напряженность увеличивается въ ясную погоду и при негустыхъ туманахъ съ уменьшеніемъ прозрачности воздуха. Этотъ фактъ имѣетъ очень важное значеніе, ясно указывая, какъ будетъ видно далѣ, на возможные причины появленія самаго электрическаго поля атмосферы.

Наконецъ періодическія суточные измѣненія напряженности земного поля обнаруживаютъ очень большое сходство съ суточными колебаніями барометра. Кромѣ того въ нѣкоторыхъ единичныхъ пунктахъ измѣненія напряженности оказались связанными съ измѣненіями направленія вѣтра; этотъ послѣдній фактъ ясно указываетъ на влияние чисто мѣстныхъ причинъ на напряженность поля.

Все, только-что сказанное, относится къ наблюденіямъ надъ напряженностью земного электрическаго поля, производимымъ въ ясный день. Какъ только въ воздухѣ обнаруживаются ближайшіе продукты конденсаціи (облака изъ водяныхъ капель, густой туманъ или осадки), правильный ходъ измѣненій въ напряженности зем-

ного электрическаго поля нарушается, и наблюдаются рѣзкія непериодическія измѣненія или возмущенія этого поля: при грозахъ они достигаютъ исключительно большихъ размѣровъ.

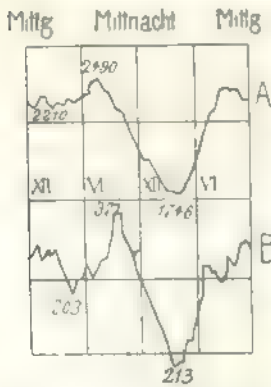
Не все формы облаковъ нарушаютъ однако правильность измѣненій въ земномъ электрическомъ полѣ. Только слоистыя (St) или дождевыя (N) облака, хотя бы послѣднія и не сопровождалась осадками, даютъ аномальную напряженность земного электрическаго поля, измѣняя временами даже знакъ поля: измѣненіе потенциала на метръ высоты въ положительнаго временами переходитъ въ отрицательное. Подобнымъ же образомъ дѣйствуетъ на напряженность земного электрическаго поля и достаточно густой туманъ, увеличивая ее, особенно значительно это дѣйствіе при густыхъ зимнихъ туманахъ. Рѣже при низкихъ поземныхъ туманахъ наблюдается уменьшеніе напряженности земного электрическаго поля.

Еще болѣе энергичнымъ возмущающимъ нормальное земное поле факторомъ являются осадки. Напряженность поля при выпаденіи осадковъ мѣняется быстро и рѣзко: колебанія достигаютъ очень большихъ предѣловъ, такъ что временами даже измѣренія дѣлаются невозможными. При ливняхъ или дождяхъ, выпадающихъ вмѣстѣ со шквалами, въ теченіе нѣсколькихъ секундъ наблюдались колебанія напряженности отъ -6000 до $+6000$ вольтъ на 1 м. высоты. При грозовыхъ дождяхъ эти предѣлы еще болѣе и могутъ доходить до ± 10000 вольтъ на метръ высоты. Тоже самое наблюдается и при снѣговалахъ.

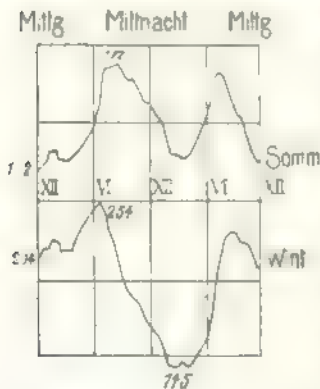
Относительно характера периодическихъ измѣненій въ напряженности земного электрическаго поля наблюдениями установлены слѣдующіе факты.

Суточные измѣненія напряженности поля распадаются на два различныхъ типа. Къ первому относится сравнительно небольшое число горныхъ станцій, для которыхъ колебанія напряженности поля незначительны и состоятъ изъ простой, одиночной суточной волны съ минимумомъ въ ранніе утренніе часы и максимумомъ около 2—4 час. пополудни. Большинство наблюдательныхъ пунктовъ относится къ типу второму: это—сравнительно не высоко надъ уровнемъ моря лежащіе пункты, для которыхъ напряженность электрическаго поля имѣетъ двойной суточный ходъ, съ минимумомъ около 4 ч. у., максимумомъ около 9 ч. у., вторымъ минимумомъ послѣ полудня и вторымъ максимумомъ около 7 ч. веч. Наблюденія показываютъ, что только первый, ночной минимумъ остается почти постояннымъ, время наступленія остальныхъ минимумовъ и максимумовъ вообще измѣняется. Въ холодное время года оба мак-

симума приближаются къ полудню, въ теплое отодвигаются отъ него; зимой послѣполуденный минимумъ слабѣе ночного, лѣтомъ обратнo. Но большей части утреннйй максимумъ слабѣе вечерняго.



Черт. 95. Суточный ходъ напряженности электрическаго поля на башнѣ Эйфеля (A) и въ Трапизѣ (B) около Парижа.



Черт. 96. Суточный ходъ напряженности электрическаго поля въ Парижѣ лѣтомъ (Sommer) и зимою (Winter).

колебанія напряженности земного электрическаго поля могутъ быть разложены на двѣ наложенныя одна на другую волны: одна изъ нихъ съ суточнымъ периодомъ является основною, а на нее уже накладывается вторя съ полусуточнымъ периодомъ

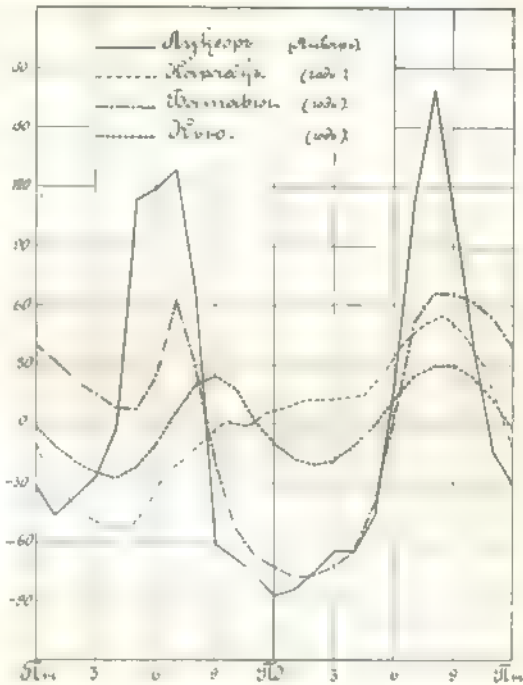
Наблюдения Шово показали впервые однако, что двойной суточный ходъ принадлежитъ только нижнимъ слоевъ атмосферы. Если подниматься выше, то двойной суточный ходъ переходитъ въ простой одиночный (перваго типа). Такъ въ Парижѣ Шово наблюдаль на башнѣ Эйфеля (300 м) уже кривую суточного хода, приближающуюся къ первому типу (черт. 95, тогда какъ у поверхности земли наблюдался обычный для нижнихъ слоевъ воздуха двойной суточный ходъ (второго типа). Дальнѣйшими наблюдениями это же самое подтвердилось и для другихъ пунктовъ на земной поверхности. Факты этого рода говорятъ за то, что нормальными суточными колебаніями будутъ колебанія перваго

типа: двойной же суточный ходъ — результатъ возмущающаго дѣйствія восходящихъ потоковъ, образующихся въ дневные часы при повышении температуры. Главную роль при этомъ играютъ, какъ видно изъ предыдущаго, колебанія температуры и связанная съ ними измѣненія влажности воздуха. Такъ, по Шово, лѣтомъ въ Парижѣ этотъ двойной ходъ выражался рѣзче, чѣмъ зимою, когда онъ переходитъ въ единичную волну (черт. 96). Эксперъ пытался даже формулою выразить связь между измѣненіями влажности и напряженности поля. Черт. 97 даетъ понятие о суточныхъ колебаніяхъ атмосфернаго поля.

Если къ изслѣдованію этого явленія примѣнить гармоническій анализъ (формулу Ламберта—Бесселя), то можно дѣлательственно констатировать, что суточные

Ничто подобное, как видно будет из дальнейшего гармонического анализа обнаружить и для давления атмосферы.

Годовыя измѣненія напряженности электрическаго поля въ атмосферѣ мѣсяце правильны. Чѣмъ измѣненія суточные: по вообще можно сказать, что напряженность электрическаго поля въ зимніе мѣсяцы значительно выше, чѣмъ лѣтомъ. Максимумъ напряженности обыкновенно совпадаетъ съ самымъ холоднымъ, минимумъ съ самымъ теплымъ мѣсяцемъ. Амплитуда колебаній уменьшается съ удаленіемъ отъ земной поверхности; такъ на Зонибликѣ (3106 м. надъ ур. м.) отношеніе максимальной напряженности къ минимальной — 1.18, тогда какъ въ среднемъ для Европы у поверхности земли оно 1.6. Подобное этому соотношеніе наблюдается и для амплитудъ суточныхъ колебаній.



Черт. 97 Суточный ходъ напряженности электрическаго поля въ различныхъ пунктахъ.

Всѣ факты, установленные наблюденіями относительно периодическихъ измѣненій электрическаго поля атмосферы, указываютъ такимъ образомъ на явную связь этого явленія съ притокомъ лучистой энергіи отъ солнца, нбо и колебанія температуры, и измѣненія влажности, и вѣтеръ — это только эффекты различныхъ превращеній, испытываемыхъ лучистой энергіею солнца у земной поверхности.

Сопоставленіе всѣхъ перечисленныхъ выше фактовъ говоритъ опредѣленно, что приходится не только признать землю отрицательно заряженнымъ тѣломъ ¹⁾, но что въ дополненіе электростатическому

¹⁾ Изъ наблюденій надъ измѣненіемъ потенциала съ высотой въ различныхъ пунктахъ и за достаточно продолжительные періоды можно для нижнихъ слоевъ атмосферы принять въ среднемъ $\frac{dv}{dt}$ весьма близко равнымъ 100

полю, образовавшемуся вокруг такого заряженного тѣла, если принять землю за таковое, необходимо еще допустить существование свободныхъ зарядовъ, извѣстнымъ образомъ распределенныхъ въ въ диэлектрикъ (воздухъ), окружающемъ это заряженное тѣло.

Въ самомъ дѣлѣ, — такъ какъ земля оказывается проводникомъ по отношенію къ электрической энергіи и поверхность ея должна быть поверхностью изопотенціальной, то влѣдствіе этого прежде всего, если бы въ воздухѣ не существовало зарядовъ, электрическое поле вблизи земной поверхности повсюду (пренебрегая, конечно, эту поверхность совершенно ровною) было бы одинаково, — имѣло бы повсемѣстно одинаковую напряженность. Затѣмъ, такъ какъ наблюдаемые слои атмосферы сравнительно съ земнымъ радиусомъ имѣютъ незначительную высоту, при отсутствіи свободныхъ зарядовъ въ атмосферѣ электрическое ея поле должно было бы и по вертикали измѣнять свою напряженность очень медленно и равномерно. Наблюденія, какъ видно изъ предыдущаго, отрицаютъ и то, и другое. Напряженность земного электрическаго поля и въ различныхъ точкахъ земной поверхности неодинакова, и по вертикали убываетъ съ высотой сначала быстро, затѣмъ медленно и на нѣкоторой высотѣ падаетъ до нуля, указывая этимъ на существованіе въ нижнихъ слояхъ атмосферы свободныхъ положительныхъ зарядовъ.

Въ параллель съ этимъ изслѣдованія позднѣйшаго времени дѣйствительно говорятъ о наличности такихъ свободныхъ зарядовъ въ атмосферѣ. Такъ изслѣдованія надъ электрическимъ состояніемъ осадковъ показали, что эти послѣдніе и при дождѣ, и при снѣгѣ всегда заряжены чаще отрицательно, рѣже при ливняхъ (ливнями) положительно. Съ другой стороны изслѣдованія обнаружили постоянную ионизацію воздуха; а этотъ фактъ въ свою очередь заставляетъ допустить дѣйствительно наличность въ любой моментъ въ какомъ угодно пунктѣ свободныхъ какъ положительныхъ, такъ и отрицательныхъ зарядовъ на іонахъ, содержащихся въ данномъ объемѣ воздуха.

60. Ионизація атмосфернаго воздуха, ея источники. Изученіе явленій электролиза въ растворахъ и прохожденія электрическаго тока черезъ разрѣ-

вольтъ на 1 м высоты. Отсюда нетрудно рассчитать, что зарядъ земнаго шара, который будетъ въ состояніи равнѣе поле такъ же напряженности, долженъ быть равенъ 1.5×10^5 электростатическихъ единицъ и вѣсилъ 0.45×10^6 (полумиллионъ) кулоновъ. Поверхностная плотность электричества при этомъ будетъ $\sigma = 27 \times 10^{-4}$ электростатич. единицъ на 1 см², а σ — плотный потенциалъ земнаго шара долженъ быть въ такомъ случаѣ равенъ 6.36×10^5 вольтъ.

женные газы привело вообще къ заключенію, что подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ электролитъ и газъ обнаруживаютъ совокупность такихъ явленій, которыя ясно указываютъ на *ионизацию* вещества т. е. на распадъ его молекулъ и атомовъ на ихъ составныя части, — такъ называемые *ионы*, являющіеся носителями электрическихъ зарядовъ. Въ электролитѣ или газѣ ионы должны находиться въ движеніи. Ионизация вещества т. е. распадъ его атомовъ на ионы можетъ быть наблюдаема подъ дѣйствіемъ различныхъ причинъ: раствора, — особенно слабые, — и газы всегда обыкновенно оказываются въ большей или меньшей мѣрѣ ионизированными. Источниками ионизации могутъ быть и различныя ионизирующія вещества (градій, полоній, торій и т. п. радиоактивныя вещества), и особые возбудители (нѣкоторые сорта лучей), и, наконецъ, нѣкоторые химическіе процессы при высокой температурѣ.

Для атмосфернаго воздуха насильствованиями обнаружено въ частности, что и онъ не является въ этомъ отношеніи исключеніемъ. Большая или меньшая степень ионизации и для него всегда неизмѣнно при какой угодно обстановкѣ наблюдается. Поэтому въ воздухѣ — всегда на лицо готовые электрическіе заряды на ионахъ, вмѣстѣ съ ними перемѣщающіеся соответственно сложившимся въ данной обстановкѣ условіямъ. Къ этому именно выводу привели наблюденія надъ расфѣянемъ электрическихъ зарядовъ въ атмосферномъ воздухѣ.

Въ основѣ наблюденія этого рода лежатъ фактъ, что помѣщенный въ воздухѣ на изолирующей подставкѣ проводникъ, заряженный нѣкоторымъ количествомъ электричества до опредѣленнаго потенциала, не способенъ сохранять свой зарядъ неопредѣленно долго, какъ бы тщательно ни былъ онъ изолированъ. На скорость потери заряда такимъ проводникомъ не влияетъ непосредственно ни чистота, ни влажность воздуха: зарядъ теряется иногда во влажномъ и пыльномъ воздухѣ медленнѣе, иногда быстрѣе, чѣмъ въ сухомъ и обеспыленномъ. Параллельно съ этимъ съ освѣщеннаго лучкомъ крайнихъ фиолетовыхъ или ультрафиолетовыхъ, катодныхъ, рентгеновскихъ, радіевыхъ лучей потеря заряда происходитъ тѣмъ быстрѣе, чѣмъ интенсивнѣе будутъ подобныя лучи. Явленіе идетъ, словомъ, такъ, какъ будто диэлектрикъ — воздухъ становится при извѣстныхъ условіяхъ то болѣе, то менѣе проводящимъ электрическіе заряды.

Явленіе это нашло себѣ достаточно полное истолкованіе въ допущеніи ионизации воздуха подъ дѣйствіемъ перечисленныхъ выше агентовъ. Въ самомъ дѣлѣ, заряженное тѣло образуетъ вокругъ себя электрическое поле, въ которомъ ионы одинаковаго съ зарядомъ проводника знака должны отъ него отталкиваться, ионы противоположнаго знака — къ нему притягиваться. Приходя въ прикосновеніе съ заряженнымъ проводникомъ, эти послѣдніе будутъ нейтрализовать его зарядъ тѣмъ быстрѣе, чѣмъ большее число свободныхъ ионовъ находится въ воздухѣ. Дальнѣйшія изслѣдованія не только подтвердили предположенія объ ионизации воздуха, но дали возможность количественно изучить степень этой ионизации и ея измѣненія въ зависимости отъ различныхъ обстоятельствъ.

Количественное опредѣленіе степени ионизации воздуха можетъ быть осуществлено сравнительно просто: скорость потери заряда нѣкоторымъ тщательно изолированнымъ проводникомъ, заряженнымъ опредѣленнымъ электричествомъ, при просасываніи мимо него точно измѣреннаго объема воздуха даетъ мѣру ионизации послѣдняго.

Для характеристики тѣхъ электрическихъ зарядовъ, которые вмѣстѣ съ ионами имѣются въ воздухѣ, при наблюденіяхъ вычисляютъ обыкновенно не

число ионовъ въ единицѣ объема воздуха, а именно тотъ зарядъ, который въ этой единицѣ объема воздуха на ионахъ содержится. Такъ какъ зарядъ самихъ ионовъ, исходя изъ явленій электролиза или другихъ, наблюдаемыхъ въ ионизированномъ газѣ явленій можетъ быть, по Дж. Томсону, определенъ въ 1.17×10^{-10} кулона или въ 3.4×10^{-10} электростатическихъ единицъ, то, полагая въ единицѣ объема воздуха n ионовъ, получимъ количество электричества, здѣсь находящееся на юнахъ определеннаго знака, въ электростатическихъ единицахъ на 1 см.^3

$$J_{\text{см}} = n \times 3.4 \times 10^{-10}.$$

Наблюдая непосредственно величину J для единицы объема воздуха соответствующими методами, можно такимъ образомъ определять отсюда и n число ионовъ въ томъ же объемѣ. Обыкновенно J наблюдается для 1 м.^3 пропущеннаго черезъ приборъ воздуха; тогда по этому $J_{\text{см}}$ величина n для 1 см.^3 найдется въ видѣ

$$n = \frac{J_{\text{см}}}{3.4 \times 10^{-10}}$$

Въ нижеслѣдующихъ табличкахъ, характеризующихъ зависимость электрическаго заряда въ 1 см.^3 воздуха отъ различныхъ условий, даны именно величины $J_{\text{см}}$ на основаніи непосредственныхъ наблюденій. Эта величина $J_{\text{см}}$ даже гораздо легче опредѣляется дѣло, когда рѣчь идетъ о свободныхъ электрическихъ зарядахъ въ воздухѣ, чѣмъ количество ионовъ въ единицѣ объема, непосредственно по ней могущее быть вычисленнымъ.

Наблюденія, этимъ путемъ произведенныя, показали, что количество какъ положительныхъ, такъ и отрицательныхъ ионовъ въ 1 см.^3 воздуха при нормальныхъ условияхъ (температура 10° , давление 760 мм.) — около 1000, число это въ сравненіи съ числомъ молекулъ воздуха въ томъ же объемѣ (4×10^{19}) — не велико. Оно обнаруживаетъ правильныя суточные и годовыя колебанія для даннаго пункта наблюденія. Такъ по Гоккею для Фрейбурга (Швейцарія) въ 1904—5 году получились величины, колеблющіяся для J_+ между 0.22 (Я.) и 0.70 (Л.), для J_- между 0.16 (Я.) и 0.39 (Л.), въ общемъ для J въ течение года наблюдается лѣтній максимумъ и зимній минимумъ. Въ суточномъ ходѣ измѣненія J менѣе правильны, однако наблюденія даютъ вообще для утреннихъ и вечернихъ часовъ большія значенія J , для дневныхъ — меньшія; на горахъ — ходъ J обратный ходу внизу. Съ пониженіемъ температуры вообще J падаетъ, съ повышеніемъ растетъ; точно также оно уменьшается съ увеличеніемъ относительной влажности, увеличивается съ ея уменьшеніемъ. Загѣмъ съ измѣненіемъ напряженности земнаго электрическаго поля J также мѣняется, увеличиваясь съ уменьшеніемъ $\frac{dy}{dt}$ и обратно. Для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы при подъемахъ на воздушныхъ шарахъ установлено, что зарядъ единицы объема воздуха вѣдѣтъ съ числомъ ионовъ растетъ съ высотой; для слоевъ атмосферы отъ 0 до 3 км. величина J на 1 м.^3 колеблется въ среднемъ между 0.2—0.4; на высотахъ же отъ 3 до 7 км. найдены величины J близкія къ 1.0, т. е. количество ионовъ при томъ же объемѣ воздуха почти утраивается. Процессы конденсаціи вообще даютъ мѣстное уменьшеніе; такъ въ облакахъ было констатировано уменьшеніе J до 0.05. Въ различныхъ точкахъ земной поверхности J мѣняется въ широкихъ предѣлахъ (по Махе и Шнейдеру отъ 0.13 до 0.51). Въ параллель съ данными изслѣдованій надъ напряженностью земнаго электрическаго поля изслѣдованія надъ зарядомъ еди-

виды объема воздуха или количеством въ немъ іоновъ обнаруживаютъ вообще преобладаніе положительныхъ іоновъ надъ отрицательными въ ближайшихъ къ землѣ слояхъ атмосферы.

Теорія іоновъ предполагаетъ, а изслѣдованія дѣйствительно показываютъ, что іоны находятся вообще въ движеніи. Возможно, основываясь на опытныхъ данныхъ, подсчитать скорость ихъ движенія въ зависимости отъ ихъ массы, знака и напряженности того поля, гдѣ они наблюдаются¹⁾. Подсчеты этого рода показали, что въ пустотѣ между двумя электродами, раздвинутыми на 1 метръ, съ разностью потенциаловъ въ 1000 вольтъ электроны (отрицательные іоны малой массы) движутся со скоростями, близкими къ скорости свѣта (2.7×10^{10} см. въ сек.). для положительныхъ іоновъ обладающихъ массою, близкою къ массѣ водороднаго атома, скорость перемѣщенія здѣсь уже значительно меньше (около 10^8 см въ сек.). Въ газу съ обыкновенной плотности и движеніе іоновъ значительно медленнѣе; оно подобно движенію тѣлъ въ вязкой средѣ, обладающей замѣтнымъ сопротивленіемъ. скорость движенія пропорциональна напряженности электрическаго поля. При нормальныхъ температурахъ и давленіи (10° и 760 мм) и при разности потенциаловъ въ 1000 вольтъ на одинъ метръ скорость электроновъ въ воздухѣ близка къ 1.6 см. въ сек., положительныхъ іоновъ—къ 1.3 см. въ сек.

При движеніяхъ іоновъ въ газѣ наблюдается явленіе, совершенно подобное тому, что происходитъ въ жидкой или газообразной средѣ при тепловой конвекціи. Подъ дѣйствіемъ этой послѣдней въ средѣ помимо теплопроводности совершается переносъ и перераспределеіе тепловой энергии,—ядетъ тепловой потокъ, но не подчиняющійся законамъ теплопроводности. Точно такимъ же образомъ при переносѣ іоновъ происходитъ перемѣщеніе и перераспределеіе электрической энергии, не подчиняющееся законамъ электропроводности.

(Ущественное значеніе для законовъ, опредѣляющихъ переносъ электрической энергии въ ионизированномъ газѣ, играютъ съ одной стороны тѣ процессы, вслѣдствіе которыхъ возникаютъ іоны въ газѣ, съ другой — напряженность того электрическаго поля, въ которомъ эти іоны находятся. При отсутствіи электрическаго поля число іоновъ, возникающихъ и исчезающихъ (вслѣдствіе ихъ воссоединенія снова въ атомы или молекулы или, какъ этотъ процессъ теперь принято называть, *молнизаціи*) въ единицѣ объема газа въ единицу времени, равно какъ и проводимость газа будутъ зависеть отъ ионизирующей способности ионизатора, подвижности іоновъ и еще въ какой-то постоянной, — *коэффициента молнизаціи* или воссоединенія іоновъ. Подъ дѣйствіемъ возникающаго тѣмъ или инымъ путемъ электрическаго поля прежде всего устанавливается токъ *проводимости*, возрастающій съ увеличеніемъ разности потенциаловъ между электродами, отравнивающими разематри-

1) Въ ионизированномъ газѣ принято въ настоящее время различать нѣскольکو типовъ іоновъ, — главнѣйшимъ образомъ по массѣ, которая является пометелемъ опредѣленнаго электрическаго заряда. Эти типы: 1) *отрицательные іоны* или *электроны* съ массою, превосходящею массу массы водороднаго атома, а зарядомъ въ 1.9×10^{-19} электромагн. едйн на граммъ вещества. 2) *положительные* и *отрицательные* іоны съ массою, величина которой близка къ массѣ водороднаго атома; 3) *іоны* (положительные и отрицательные) съ еще болѣею, чѣмъ въ предыдущемъ типѣ массою или такъ называемые *молекулы*; это — *ионы* въ составъ, которыхъ вошли члвны 10 и 10 или даже болѣе молекулъ даннаго вещества; наконецъ 4) такъ называемые *Данжевонские іоны*, масса которыхъ разъ въ 1000 превышаетъ массу молекулъ.

ваемую часть среды: возрастание тока идет сначала почти строго пропорционально разности потенциалов, затѣмъ онъ постепенно начинаетъ отставать отъ разности потенциаловъ и возрастаетъ значительно медленнѣе, чѣмъ эта послѣдняя. При достаточно высокихъ разностяхъ потенциаловъ этотъ токъ проводимости достигаетъ своей наибольшей предѣльной величины, при которой, очевидно, токкомъ извлекается изъ даннаго пространства такое же количество ионовъ, какое и доставляется, этотъ предѣльный токъ будетъ, очевидно, токкомъ компенсации или *токомъ насыщения* даннаго пространства ионами. Онъ сохраняетъ эту величину и при дальнѣйшемъ возрастании разности потенциаловъ. Если, наконецъ, разности потенциаловъ могутъ расти еще много дальше, наступаетъ въ газѣ искровой разрядъ.

При тѣхъ разностяхъ потенциаловъ, какія на единицу высоты дѣйствительно наблюдаются въ нижнихъ слояхъ воздуха, в при обычно наблюдаемыхъ здѣсь количествахъ ионовъ *токъ проводимости* достигаетъ, по Геккелю, величины 1.0×10^{-12} ампера на каждый см² горизонтальной земной поверхности. Если же еще принять во внимание, что обыкновенными воздушными конвекционными токами переносится значительное количество пыли, ионовъ и т. п. являющихся носителями опредѣленныхъ электрическихъ зарядовъ, то къ атому вертикальному току проводимости необходимо прибавить электрический *конвекционный токъ*, несущий, по Геккелю, около 1.0×10^{-1} амп. на 1 см.² т. е. токъ съ силой, почти въ 5 разъ превосходящую токъ проводимости.

Ионизация воздуха, какъ показываютъ изслѣдованія послѣдняго времени, играетъ важную роль не только въ явленияхъ, свидѣтельствующихъ о существованіи электрическаго поля въ атмосферѣ, ионы оказываются существеннымъ факторомъ и въ другихъ процессахъ, постоянно имѣющихъ мѣсто въ природѣ. Какъ объ этомъ уже упоминалось въ своемъ мѣстѣ, конденсация паровъ итъ, пока отсутствующъ въ атмосферѣ центры или ядра конденсации, на которыхъ должно непременно начаться образованіе водяныхъ капель. Такими ядрами конденсации оказываются главнѣйшимъ образомъ ионы. При атомъ ионы отрицательные легче конденсируютъ водяные пары, положительныя — труднѣе. Если итъ ионовъ, пары остаются въ воздухѣ въ пересыщенномъ состояніи. Только уже при очень значительномъ пересыщеніи, и то послѣ конденсации паровъ на немногихъ имѣющихся или появляющихся въ воздухѣ отрицательныхъ ионахъ, начинается конденсация паровъ и на ионахъ положительныхъ.

Было уже выше упомянуто, что появленіе ионовъ можетъ быть результатомъ дѣлаго ряда *ионизаторовъ*. Такие процессы ионизирования, оказывается, дѣйствительно имѣютъ мѣсто въ природѣ.

Процессъ ионизаціи данной среды сводится по современнымъ представленіямъ къ тому, что подъ влияніемъ ионизатора молекулы или атомы ионизируемаго вещества расщепляются на отрицательно заряженный электронъ съ массою, не превосходящею $\frac{1}{1836}$ массы водороднаго атома, и на положительно заряженный остатокъ или ионъ, массу котораго составляетъ все остальное вещество расщепленнаго. Непосредственную причину такого расщепленія атома или молекулы могутъ быть механическіе процессы, — именно ударъ другихъ атомовъ, молекулъ или ионовъ, если вслѣдствие какихъ-либо причинъ скорость, а вмѣстѣ съ нею и кинетическая энергія удара таковыхъ получить значительное приращеніе. Но кромѣ такихъ процессовъ, связанныхъ съ увеличеніемъ скорости движения молекулъ или атомовъ, не менѣе, если даже не гораздо болѣе

энергичными ионизаторами оказываются еще и процессы освѣщения данной среды лучами весьма малой длины волны, — фиолетовыми или ультрафиолетовыми, а затѣмъ и лучами рентгеновскими и Беккерелевскими (въ радиоактивныхъ веществахъ).

На первомъ мѣстѣ среди подобныхъ процессовъ должна, конечно, стоять подтвержденная наблюдениями ионизация воздуха при освѣщении солнечными лучами вообще, — лучами короткой длины волны въ особенности. При этомъ условіи съ поверхности освѣщенной тѣла, какъ показываютъ изслѣдованія, отдѣляется потокъ отрицательно заряженныхъ, движущихся съ значительными скоростями электроновъ. Точно также газообразная среда подъ влияніемъ освѣщения тѣла является проводящею электрической токъ, доказывая этимъ, что молекулы или атомы газа распадаются на пути лучей на ионы. Для значительной ионизации среды этимъ путемъ необходимо, конечно, достаточно сильное освѣщение лучами малой длины волны. Въ случаѣ насолации твердаго тѣла это послѣднее должно обладать способностью отдѣлять значительное количество ионовъ¹⁾. Если здѣсь, этотъ процессъ ставится на первое мѣсто, то потому именно, что это — непосредственный эффектъ той лучистой энергии, которая приносится на земную поверхность лучами солнца. Въ дѣйствительности едва ли этотъ путь можетъ дать въ количественномъ отношеніи значительные результаты. Однако не представляется невѣроятнымъ, что именно этимъ путемъ въ верхнихъ слояхъ атмосферы, гдѣ при большой прозрачности воздуха лучистая энергия солнца особенно богата лучами короткой длины волны, могутъ возникать заряды перистыхъ облаковъ.

Гораздо болѣе важнымъ, чѣмъ непосредственное освѣщение, источникомъ ионизации атмосфернаго воздуха являются Беккерелевскіе лучи, испускаемые различными радиоактивными веществами, входящими въ составъ твердой коры земнаго шара, водъ, наполняющихъ естественныя водоемы на его поверхности, и даже газовъ, постоянно присутствующихъ въ земной атмосферѣ. Изслѣдованія, какъ извѣстно, показали, что ради и подобныя ему радиоактивныя вещества обладаютъ радиоактивностью, — способностью въ сильной степени освѣщаемый ими газъ ионизировать. Мало того, — и радій, вѣ ему подобныя вещества обладаютъ эту способность не только сами, но, дѣйствуя на нѣкоторое тѣло, до этого не обладавшее подобнымъ свойствомъ, и ему сообщаютъ *наведенную радиоактивность*, сохраняющуюся нѣкоторое время, но затѣмъ мало-по-малу исчезающую.

Изслѣдованія недавняго времени дали чрезвычайно богатый матеріалъ, не оставляющій сомнѣнія въ томъ, что шаръ земной дѣйствительно въ достаточной мѣрѣ богатъ ионизаторами такого типа, — радиоактивными веществами. Такъ доказана радиоактивность почвеннаго воздуха, камней и осадочныхъ породъ (для послѣднихъ, по Струтту, въ Симпсонскомъ туннелѣ почти вдвое меньшая, чѣмъ для первыхъ); радиоактивная эманация найдена въ источникахъ, въ морской водѣ на 1 гр. воды открыто до 0.04×10^{-12} гр. радія, а въ морскихъ осадкахъ, по Жюлье — даже до $71 \cdot 10^{-12}$ гр. радія. Радиоактивность самой атмосферы не только доказана и опредѣлена количественно, изслѣдованія обнаружили ся измѣненія въ зависимости отъ метеорологическихъ факторовъ. Точно также открыта радиоактивность осадковъ, выпадающихъ на зем-

¹⁾ Примѣняя чистый амальгамированный цинкъ оказалось возможнымъ на этомъ принципѣ построить активометръ для лучей короткой длины волны.

ную поверхность изъ атмосферы: такъ наблюдались случаи, когда изъ литра воды осадковъ полученныя радиоактивныя вещества давали, дѣйствуя на протекающей мимо нихъ воздухъ, до 3.000 іоновъ на 1 см.³ въ секунду.

61. Электрическое поле какъ слѣдствіе іонизаціи атмосферы.

Попытки связать электрическое земное поле съ іонизаціею атмосфернаго воздуха сдѣланы были немедленно послѣ того, какъ выяснились въ достаточной мѣрѣ основныя факты, характеризующіе явленія іонизаціи, и параллельно съ этимъ наличиемъ свободныхъ, подвижныхъ іоновъ въ атмосферѣ. И по настоящее время нельзя, однако, считать вполне разъясненными всѣ факты, относящіяся къ этому вопросу, влѣдствіе недостаточности наблюдательнаго матеріала, собраннаго при этомъ почти исключительно для нижнихъ слоевъ воздуха: да и здѣсь изучены только до известной степени слои надъ сушею и почти совершенно не затронуты массы воздуха, лежащія надъ океанами. Тѣмъ не менѣе Эберту, а за нимъ и ряду шведскихъ по намѣченному имъ пути исследователей удалось формулировать идеи относительно связи между электрическимъ полемъ атмосферы и іонизаціею воздуха въ настолько удачной формѣ, что картина электрическаго поля и наблюдаемыхъ въ немъ измѣненій, — по крайней мѣрѣ для нижнихъ слоевъ атмосферы, — рисуется съ достаточною опредѣленностью.

Для того чтобы создать такую картину, необходимо, конечно, прежде всего разъяснить себѣ вопросъ, какимъ образомъ можетъ возникнуть и поддерживаться земное электрическое поле; а затѣмъ должны быть отысканы тѣ факторы, которые вносятъ въ него открытыя наблюденіями періодическія и неперіодическія измѣненія.

Основною идеею Эберта послужили факты, установленныя непосредственными опытами, что іонизированный газъ, проходя или диффундируя черезъ узкіе каналы (поры) любой пористой среды, выходитъ изъ этой послѣдней съ увеличеннымъ содержаниемъ положительныхъ іоновъ, заряжая при этомъ самое пористое тѣло отрицательно. Явленіе это связано со способностью іоновъ, особенно отрицательныхъ, — плотно прилипать къ поверхности тѣла, съ которымъ они приведены въ соприкосновеніе. Такъ какъ сама почва равно какъ и заключающійся въ ея порахъ воздухъ всегда оказываются содержащими радиоактивныя вещества, а потому въ известной мѣрѣ послѣдній іонизированнымъ, то ясно, что, выходя изъ почвы подъ вліяніемъ нагреванія или пониженія давленія, этотъ воздухъ всегда будетъ содержать въ близкостяхъ къ земной поверхности слояхъ на положительныхъ іонахъ свободныя положительныя электрическія массы, тогда какъ самая почва окажется заря-

женною отрицательно, что именно и является характеристичною чертою для земного электрическаго поля. Вверхъ и восходящiе потоки при нагрѣванiи должны затѣмъ уносить положительные iоны вверхъ. Обратный процессъ въ порахъ при охлажденiи или повышенiи давленiя не можетъ уничтожить отрицательный зарядъ земли, ибо обратно въ почву вступаютъ воздухъ, въ которомъ послѣ молниязицiи или воссоединенiя вслѣдствiе столкновенiй количество свободныхъ iоновъ значительно уменьшилось.

Идея Эберта, давая согласное съ наблюденiями представленiе не только о процессѣ возникновенiя, но и поддержанiя атмосфернаго электрическаго поля, нуждается, конечно, прежде всего въ отсутствующей пока количественной проверкѣ того положительнаго заряда, который можетъ сообщить атмосферному воздуху процессъ, положенный въ основу этихъ разсужденiй, какъ это и было замѣчено лицами, возражавшими противъ этой идеи. Вообще затѣмъ надо думать, что при достаточно слабой радиоактивности веществъ, могущихъ вызвать положительный зарядъ атмосфернаго воздуха, едва ли однимъ только этими радиоактивными веществами определяется зарядъ даннаго объема атмосфернаго воздуха. Да и нѣтъ въ дѣйствительности оснований игнорировать другiе процессы, могущiе существенно измѣнять этотъ зарядъ.

Такъ процессы конденсацiи паровъ могутъ быть причиною появленiя свободныхъ электрическихъ зарядовъ въ атмосферѣ. Осадки, какъ это уже указывалось ранѣе, несутъ обычно отрицательные электрические заряды къ почвѣ, оставляя положительные iоны въ атмосферѣ. Поэтому, по Гоккелю, земное электрическое поле должно въ дождливыхъ областяхъ восстанавливаться легче, въ сухихъ же воздухъ долженъ быть блiдѣе положительными iонами. Наблюденiя это въ известной мѣрѣ подтверждаютъ. Полнаго исчезновенiя поля, само собою разумѣется, даже въ безводныхъ пустыняхъ, быть не можетъ вслѣдствiе обмѣна воздуха между сухими и дождливыми странами.

Далѣе процессы инсоляцiи должны вызывать, какъ это уже указывалось, электризацiю пронизываемаго лучами воздуха и особенно облаковъ.

Словомъ въ настоящее время не можетъ быть сомнѣнiя, что диффузiею или выходомъ почвеннаго воздуха въ свободную атмосферу процессы возникновенiя атмосфернаго электрическаго поля не исчерпываются, что въ дѣйствительности дѣло осложняется еще рядомъ другихъ, параллельно протекающихъ процессовъ. Но во всякомъ случаѣ Эбертомъ указанъ первичный, исходный пунктъ для анализа явленiй атмосфернаго электрическаго поля.

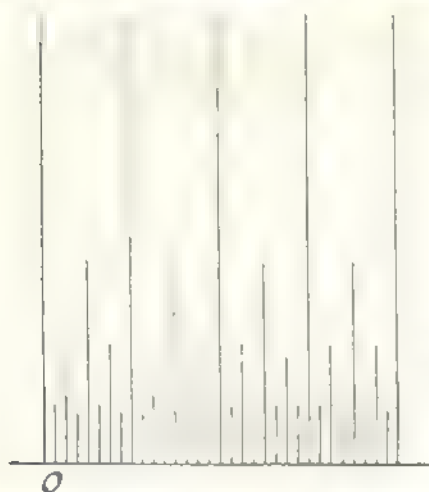
Само собою разумеется, что идеи Эберта съ измѣненіями и дополненіями, выше отмѣченными, могутъ относиться только къ нижнимъ слоямъ атмосферы. Въ верхнихъ слояхъ могутъ существовать и другіе источники зарядовъ въ видѣ ультрафіолетовыхъ лучей или другихъ неизвѣстныхъ пока процессовъ, вызывающихъ то или другое измѣненіе въ напряженности земного электрическаго поля.

Земля, такимъ образомъ, въ дѣйствіе диффузіи почвеннаго воздуха заряжена отрицательно, а воздухъ самъ ионизированъ такъ, что внизу, у земной поверхности преобладаютъ положительные іоны. Но въ образовавшемся вѣдствіе отрицательнаго заряда земли полевые положительные іоны, притягиваясь къ землѣ, должны двигаться внизъ, скопляясь именно у поверхности почвы, а отрицательно заряженные іоны, отталкиваясь, будутъ стремиться вверхъ.

По теоремѣ Пуассона для электрическаго поля

$$\frac{d}{dh} \left(\frac{d\psi}{dh} \right) = \frac{d^2\psi}{dh^2} = -4\pi\rho,$$

или измѣненіе напряженности $\left(\frac{d\psi}{dh} \right)$ поля на единицу высоты будетъ пропорціонально объемной плотности электричества т. е. его количеству, заключенному въ единицу объема газа (диэлектрика).



Черт. 98. Силовые линии въ электрическомъ полѣ атмосферы

Такъ какъ около земной поверхности положительные іоны преобладаютъ надъ отрицательными т. е. имѣются свободные положительные заряды, — иначе такъ какъ $\rho > 0$, то должна быстро убывать и напряженность поля, что соответствуетъ вполне и наблюденіямъ. Поэтому, принимая Фарадеевское представленіе электрическаго поля силовыми нитями, обрывающимися съ одной стороны у поверхности заряженнаго тѣла, а съ другой оканчивающимися у противоположно первому заряженнаго втораго тѣла, надо себѣ представить земное электрическое поле запол-

неннымъ пучками силовыхъ нитей, количество которыхъ на единицу поверхности очень быстро уменьшается снизу вверхъ, какъ на черт. 98.

Потокъ движущихся навстрѣчу другъ другу іоновъ положительныхъ по направленію къ поверхности земли, отрицательныхъ — вверхъ образуетъ тотъ вертикальный токъ проводимости, который въ дѣйствительности обычно наблюдается въ атмосферѣ, какъ было указано выше. Такъ какъ этотъ токъ проводимости имѣетъ мѣсто при сравнительно не высокихъ разностяхъ потенциаловъ на единицу высоты, а потому и далеко еще отъ тока насыщенья, то его величина опредѣляется, какъ для обычнаго установившагося электрическаго тока, по закону Ома проводимостью воздуха и измѣненіемъ потенциала на единицу длины g . Сила этого тока на каждый 1 см.² будетъ:

$$i = c \frac{dV}{dh},$$

если чрезъ c обозначить проводимость воздуха. А эта величина въ свою очередь для ионизированнаго воздуха, какъ показываютъ теорія и опытъ, связана съ зарядомъ количествомъ и скоростью движенія іоновъ того и другою знака, такъ что

$$c = \varepsilon_+ w_+ + \varepsilon_- w_-.$$

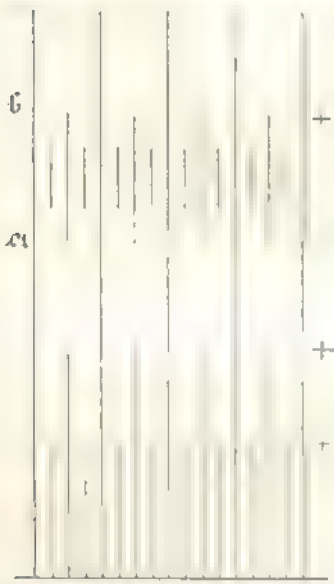
гдѣ чрезъ n и w съ соответствующими значеніями обозначены числа положительныхъ и отрицательныхъ іоновъ въ единицѣ объема газа и ихъ скорость передвиженія въ полѣ съ напряженностью, равною единицѣ, а e —зарядъ іона.

Перемѣщая іоны такимъ образомъ, что іонъ опредѣленнаго знака всегда движется въ сторону притягивающаго его, противоположно ему заряженнаго тѣла, и заставляя ихъ при прикосновеніи разряжать послѣднее, токъ проводимости долженъ былъ бы болѣе или менѣе быстро уничтожать возникшее тѣмъ или инымъ путемъ электрическое поле. Если земное электрическое поле оказывается постоянно существующимъ или, лучше, непрерывно возстановляющимся, не смотря на существованіе тока проводимости, то — потому только, что указанный Эбертомъ процессъ его возникновенія дѣйствуетъ все время, равно какъ дѣйствуютъ постоянно и другіе ионизаціонные процессы, возобновляя это поле.

Однако есть еще и помимо того факторъ, противодѣйствующій току проводимости въ направленіи ослабленія или уничтоженія земнаго электрическаго поля. Подъ дѣйствіемъ инсоляціи и повышенія температуры въ дѣятельномъ слое и сосѣднихъ съ нимъ слояхъ воздуха возникаетъ въ дневные часы восходящій потокъ этого воздушнаго, уносящій положительныя іоны отъ поверхности почвы въ болѣе высокія слои атмосферы. Какъ было уже указано выше, заключающійся этимъ путемъ конвекціонный электрическій токъ, на-

пращенный обратно току проводимости, значительно превосходить последний и, следовательно, стремится не только поддержать, но и усилить создавшееся земное электрическое поле.

Подъ влиянием ряда факторов, непрерывно дѣйствующихъ въ атмосферѣ, можетъ въ широкихъ предѣлахъ мѣняться проводимость воздуха т. е. какъ количество, такъ и скорость перемѣщенія ионовъ того и другого знака, находящихся въ единицѣ объема воздуха для даннаго момента въ нѣкоторомъ пунктѣ. Вслѣдствіе этого возникнутъ прежде всего мѣстныя болѣе или менѣе существенныя измѣненія въ напряженности земного электрическаго поля.



Черт. 99. Силовые линии въ электрическомъ полѣ атмосферы при измѣненіи ея проводимости (въ слое ab).

Такъ возникающій вслѣдствіе термическаго нарушения равновѣсія воздушныхъ массъ вѣтеръ, перемѣщая массы воздуха, вмѣстѣ съ тѣмъ будетъ переносить и перераспредѣлять ионы съ положительными и отрицательными зарядами измѣняя этимъ проводимость воздуха, а съ нею и напряженность поля.

Пусть въ самомъ дѣлѣ въ слое ab (черт. 99) вслѣдствіе какой либо причины проводимость с рѣзко уменьшилась. Это отразится немедленно и на всемъ режимѣ земного электрическаго поля въ данномъ пунктѣ не только въ слое ab , но и въ слояхъ, лежащихъ и выше и ниже ab . Съ уменьшеніемъ проводимости число положительныхъ ионовъ, движущихся съ определенной скоростью къ земной поверхности, должно возрасти на верхней границѣ b раз-

считываемаго слоя, тогда какъ на нижней границѣ его a будетъ наблюдаться избытокъ отрицательныхъ, движущихся отъ земли вверхъ ионовъ. Это само собою понятно, такъ какъ уменьшеніе проводимости даннаго слоя указываетъ именно или на обѣдненіе даннаго слоя тѣми и другими ионами, или на уменьшеніе скорости ихъ перемѣщенія; и то, и другое измѣненіе въ слое ab дастъ вышеуказанный результатъ. Слѣдовательно въ рассматриваемомъ случаѣ электрическое земное поле окажется сравнительно съ нормальнымъ режимомъ усиленнымъ въ слое ab и на нѣкоторомъ разстояніи надъ нимъ и число линий силъ на единицу поверхности

здесь должно возрасти, какъ на черт. 99. Наоборотъ поле будетъ несколько ослаблено внизу подъ слоемъ аВ. Совершенно обратное разсмотрѣнному случаю измѣненіе напряженности поля должно возникнуть въ томъ случаѣ, когда проводимость слоя аВ увеличится.

Но свободные электрические заряды могутъ, кромѣ непосредственныхъ измѣненій въ проводимости воздуха, и инымъ путемъ возникать въ тѣхъ слояхъ атмосферы, гдѣ ихъ раньше не было. Такъ воздушными потоками поднимается съ земной поверхности въ болѣе высокіе слои атмосферы вѣдь, заряженная отрицательно. При конденсаціи воды на юпачахъ, отрицательныхъ по преимуществу, капли воды должны заряжаться также отрицательно. Подобные отрицательные заряды дѣйствительно и наблюдались съ облакахъ и особенно въ осадкахъ, какъ упоминалось уже это выше. Капли дождя и снѣга при своемъ выпадении должны переносить съ собою отрицательные заряды изъ болѣе высокихъ слоевъ внизъ къ поверхности земли. Словомъ, — вѣдь переносъ ионныхъ дѣйствій долженъ существенно измѣнять тотъ нормальный режимъ и тотъ токъ проводимости, который установленъ въ ионизированномъ воздухѣ при возникновеніи въ немъ электрическаго поля.

Отмѣченные въ предыдущихъ строкахъ факты разъясняютъ, почему въ нижнихъ слояхъ атмосферы такъ неоднородно обнаруживаемое непосредственными наблюденіями земное электрическое поле. Однимъ изъ факторами вызывающаго и периодическаго, и непериодическаго измѣненія, наблюдающаго въ этомъ полѣ.

Сточный ходъ напряженности земного электрическаго поля для пунктовъ, лежащихъ на небольшихъ высотахъ надъ воювою, представляетъ собою, какъ это было уже указано выше, кривую съ двумя минимумами около 4 час. утра и 2 час. дня и двумя максимумами около 9 час. утра и 7 час. вечера. Въ болѣе высокихъ слояхъ, наоборотъ, этотъ ходъ напряженности поля даетъ уже одинъ минимумъ равнымъ утромъ и одинъ максимумъ около 2 - 1 час. дня. Непосредственною причиною этихъ колебаній напряженности электрическаго атмосфернаго поля являются суточные измѣненія температуры въ дѣятельномъ слое почвы и прилегающихъ къ нему нижнихъ слояхъ воздуха, вызывающаго съ одной стороны выходъ ионизированнаго воздуха изъ почвы внаружу, а съ другой — измѣненія проводимости въ этихъ нижнихъ воздушныхъ слояхъ.

При недостаткѣ вообще и малой надежности (съ методологической стороны) наблюдательнаго матеріала нѣтъ еще, конечно, возможности дать общепризнанное вполнѣ удовлетворительнымъ истолкованіе этой картины суточныхъ измѣненій напряженности въ атмосферномъ электрическомъ полѣ, такъ какъ съ

одной стороны нѣтъ увѣренности, что дальнѣйшія наблюденія болѣе совершенными, чѣмъ теперь примѣняемые, методами подтвердятъ вплоть все пока обрисовавшіяся детали, а съ другой и исследователи далеко еще не согласны во взглядахъ на ближайшія причины этихъ измѣненій. При современномъ состояніи нашихъ данныхъ причины эти могутъ рисоваться слѣдующимъ образомъ.

Увеличеніе объема почвеннаго воздуха при дневномъ нагрѣваніи, начинающееся послѣ восхода солнца, должно вызвать его выступленіе изъ почвы въ свободную атмосферу и параллельно съ этимъ возрастаніе напряженности электрическаго поля вблизи земной поверхности въ утренніе часы. Въ около-полуденныя часы измѣненія температуры дѣятельнаго слоя и прилегающаго къ нему воздуха замедляются, а конвекціонные потоки достигаютъ своего наибольшаго развитія, унося при этомъ накопляющіеся вмѣстѣ съ почвеннымъ воздухомъ положительныя іоны въ болѣе высокіе слои атмосферы и поднимая съ поверхности земли массы отрицательно заряженной пыли. Въ этомъ можетъ лежать причина около-полуденнаго уменьшенія напряженности поля въ нижнихъ слояхъ, тогда какъ въ верхнихъ, соответственно приносу конвекціонными потоками положительныхъ ионовъ, она и должна еще расти. Послѣ 2 час. дня при ослабленіи восходящихъ потоковъ и начавшемся пониженіи температуры будетъ увеличиваться и влажность, а съ ея увеличеніемъ — уменьшаться проводимость воздуха въ ближайшихъ къ земной поверхности его слояхъ. Значитъ, согласно тому, что сказано было выше, надъ этимъ влажнымъ слоемъ напряженность поля должна расти въ этомъ обстоятельствѣ можетъ лежать причина того увеличенія напряженности поля, которое наблюдается въ вечерніе часы въ нижнихъ слояхъ атмосферы, въ болѣе высокихъ же, соответственно ослабленію восходящихъ потоковъ, уменьшается притокъ положительныхъ ионовъ и напряженность поля падаетъ. Съ закатомъ солнца слой влажнаго воздуха малой проводимости достигаетъ значительной мощности, результатомъ чего и явится новое уменьшеніе напряженности поля въ этихъ обильныхъ теперь парами слояхъ воздуха¹⁾.

Въ заключеніе этого отдѣла приходится снова повторить, что петься еще въ настоящее время считать вполне разъясненными всѣ тѣ подробности и детали, которыя обнаружены наблюденіями въ состояніи и измѣненіяхъ земнаго электрическаго поля. Для составленія полной, законченной въ подробностяхъ картины еще не достаточно детально разработана и теорія іонизаціи и электрическаго поля въ газахъ при этомъ условіи. Не достаточно въ количественномъ отношеніи и не изслѣдована въ методологическомъ отношеніи добытый наблюденіями матеріалъ для всесторонняго изученія земнаго электрическаго поля. Во всякомъ случаѣ, изложенные на предшествующихъ страницахъ взгляды на причины возникновенія

¹⁾ Для болѣе подробнаго ознакомленія съ добытыми наблюденіями по отношенію къ атмосферному электрическому полю матеріаломъ и съ литературою этой области матеріаломъ можно указать на одновременно вышедшія книги *H. Mahe und E. Schenkell, Die atmosphärische Elektrizität*, Braunschweig, 1909, и *A. Gorkel, Die Luftelektrizität*, Leipzig, 1908.

и наблюдаемая измененія этого поля дают уже возможность — хотя и грубо, но довольно определенно не только замѣтить, но и обосновать тѣ главнѣйшія черты, которыя являются наиболѣе характеристичными для электрическаго поля атмосферы.

VII. Давленіе воздуха.

62. **Измѣреніе давленія: поправки барометра.** Для измѣренія давленія, какъ извѣстно изъ физики, употребляются барометры: определяется высота столба ртути, уравновѣшивающаго атмосферное давленіе въ данный моментъ въ мѣстѣ наблюденія. Но, измѣряя величину давленія высотой ртутнаго столба въ барометрѣ, необходимо помнить, что замѣнять величину давленія другою, ей эквивалентною величиною можно только при извѣстныхъ условіяхъ.

Давленіе есть сила, съ которою данная масса притягивается земнымъ шаромъ, разсчитываемая на единицу поверхности. Если въ некоторомъ пунктѣ давленіе атмосферы уравновѣшено столбомъ ртути въ H миллиметровъ, это значить, что атмосфера давить на трубку съ сѣченіемъ въ 1 кв. см. съ силою P , которая будетъ

$$P = H g d,$$

гдѣ g — ускореніе силы тяжести, d — плотность ртути. Пусть въ некоторомъ другомъ пунктѣ одновременно наблюдалось давленіе P' , измѣренное столбомъ ртути въ H' мм., т. е.

$$P' = H' g' d.$$

Когда сравниваютъ обѣ величины P и P' , то $P : P' = H : H'$ только тогда, когда $g = g'$, если же g' не равно g , то

$$P : P' = Hg : H'g'$$

и давленіе, очевидно, не пропорціонально высотамъ ртутнаго столба въ обохъ пунктахъ.

Такъ какъ высота H столба ртути, уравновѣшивающаго давленіе атмосферы, мѣняется съ температурою, то, прежде всего, для полной сравности всѣхъ измѣреній давленія принято, какъ это извѣстно уже изъ физики, *приводить измѣренію при температурѣ t высоту H' къ 0°* . Это дѣлается по формулѣ

$$H_0 = H' - H' t (a - k),$$

гдѣ a — коэффициентъ расширенія ртути, k — коэффициентъ расширенія шкалы, служащей для наблюденія. Поправочный членъ $H' t (a - k)$ есть произведеніе постоянной величины $(a - k)$ на двѣ переменныя величины H' и t , которыя можно принять за аргу-

менты и по даннымъ H' и t вычислить всё возможные значенія произведенія; эту поправку и берутъ изъ готовыхъ уже таблицъ по наблюдаемымъ H' и t .

Такъ какъ далѣе (стр. 27)

$$g = g_{45} (1 - 0.0026 \cos 2 \varphi) (1 - \beta z),$$

то обыкновенно для сравнимости принято уже на стаціяхъ вводить въ показанія барометра поправку на приведеніе къ нормальной тяжести, пренебрегая, по его малости, вторымъ множителемъ въ скобкахъ. Величина этой поправки не превосходитъ обыкновенно 2 мм. давления, какъ можно видѣть изъ слѣдующей маленькой таблички. Поправка эта будетъ

при широтѣ φ	90°	75°	60°	45°
поправка въ мм.	1.97	1.70	0.98	0.00
при широтѣ φ	0°	15°	30°	45°;

для широтъ отъ 0° до 15° она вычитается, для широтъ отъ 15° до 90° она прибавляется, что и показываютъ знаки .

Напопекъ, если бы встрѣтилась необходимость сравнивать давления различныхъ пунктовъ, то эти давления, даже при введеніи въ нихъ предъидущихъ поправокъ, могутъ оказаться несравнимыми, если высота пунктовъ надъ уровнемъ моря неодинакова. На стр. 28—29 былъ рассмотрѣнъ законъ измѣненія давления съ высотой. Пользуясь формулами, тамъ данными, легко перейти отъ давления на одномъ уровнѣ къ давленію на какомъ угодно другомъ, если извѣстно измѣненіе температуры съ высотой. Такимъ именно образомъ поступаютъ съ давленіями, найденными действительными наблюденіями, когда желаютъ нарисовать себѣ картину погоды на некоторомъ опредѣленномъ уровнѣ давленія привоится тогда къ этому уровню и только уже приведенныя къ уровню моря наполсятся на карту.

Въ описаніе отдѣльныхъ барометровъ, употребляемыхъ для наблюденій, входить нѣтъ надобности; общіе принципы этихъ приборовъ извѣстны изъ физики, детали дѣло инструкцій. Объ употребительнѣйшемъ изъ барографовъ, служащихъ для непрерывной записи колебаній атмосфернаго давленія, было также уже упомянуто на стр. 19, черт. 4.

63. **Періодическія измѣненія атмосфернаго давленія.** Наблюденія барометра въ теченіе сутокъ обнаруживаютъ замѣтныя измѣненія атмосфернаго давленія съ суточнымъ періодомъ.— особенно правильныя и значительныя въ близъэкваториальныхъ широтахъ. По мѣрѣ удаленія отъ экватора эти суточные колебанія давленія ста-

новятся меньшими и менее правильными и въ околополярныхъ широтахъ (выше 60°) дѣлаются почти совершенно незамѣтными. Колебанія эти обнаруживаютъ вблизи экватора два максимума давленія, — около 10 час. утра и 10 час. вечера, и два минимума, — около $\frac{1}{2}$ час. утра и $\frac{1}{2}$ ч. дня. Моменты наступленія максимумовъ и минимумовъ нѣсколько измѣняются въ теченіе года; измѣняется и амплитуда суточныхъ колебаній барометра въ теченіе года. Съ увеличеніемъ широты мѣста не только амплитуда колебаній уменьшается, но и самыя суточные колебанія барометра оказываются зависящими отъ погоды. Наконецъ положеніе мѣста наблюденія вліяетъ на суточный ходъ колебаній барометра. двойной періодъ наиболее правильно выраженъ на океанахъ, тогда какъ на континентахъ суточный ходъ барометра можетъ совершенно измѣнить свой характеръ и вмѣсто двойной волны дать одиночную съ весьма рѣзко выраженнымъ максимумомъ высоты барометра, близко совпадающимъ съ моментомъ наступленія наивысшей температуры сутокъ, тогда какъ минимумъ высоты барометра близко совпадаетъ съ максимумомъ температуры.

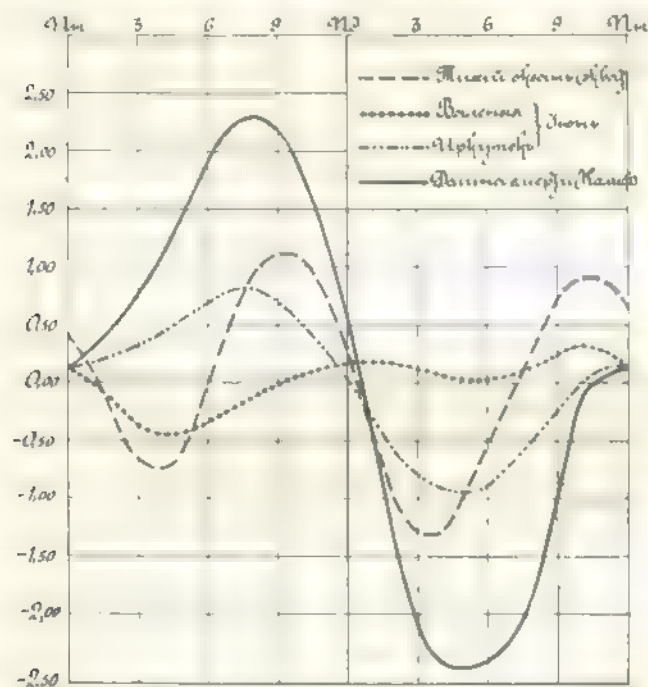
Суточный ходъ давленія не вліяетъ замѣтно на погоду; для яснаго представленія о круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ, однако, и онъ требуетъ изученія. Примѣняя къ изученію его гармоническій анализъ (формулу Ламберта-Бесселя, стр. 23—25), въ настоящее время удалось (особенно много въ этомъ вопросѣ сдѣлано Ханномъ) показать, что *суточные колебанія барометра состоятъ изъ двухъ волнъ: одной съ суточнымъ періодомъ, другой съ полу-суточнымъ*. При этомъ оказалось, что первая волна съ суточнымъ періодомъ тѣснѣйшимъ образомъ связана съ суточными колебаніями температуры и влажности воздуха и въ зависимости отъ этихъ двухъ элементовъ мѣняетъ не только свою амплитуду, но и фазу; надо поэтому ея происхожденіе исключительно приписать измѣненіямъ этихъ двухъ элементовъ. Тамъ, гдѣ суточные колебанія температуры малы (тропики, океаны), и суточная волна незначительна; тамъ же, наоборотъ, гдѣ суточные колебанія температуры достаточно велики и рѣзки, и суточная волна достигаетъ такой рѣзкости и величинны, что совершенно маскируетъ волну полу-суточную. Напротивъ вторая, — полу-суточная волна измѣняетъ свою величину только въ зависимости отъ широты мѣста, тогда какъ фаза ея остается для всей земной поверхности почти постоянною, ни отъ какихъ метеорологическихъ условій, повидимому, не зависящею. Эти факты заставляютъ признать, что къ температурнымъ колебаніямъ давленія въ теченіе сутокъ, выражающимся суточною волною, при-

бавляются еще полусуточные колебания давления, происходящая отъ причинъ, лежащихъ внѣ земной поверхности.

Съ полною ясностью и увѣренностью установить истинную причину возникновенія полусуточной волны давления пока еще не удалось. Попытка разсматривать ее, какъ результатъ своеобразныхъ гармоническихъ колебаній, — какъ бы явленій резонанса, возникающихъ въ атмосферѣ подъ дѣйствиємъ инсоляци (смысль лорда Кельвина — У. Томсона), не дала согласныхъ съ наблюденіями результатовъ. Постоянство же ея фазы для всей земной поверхности и

полная ея независимость отъ какаго-либо метеорологическихъ факторовъ говорить скорѣе за то, что ея причины лежатъ внѣ земной поверхности.

Черт. 100 даетъ суточный ходъ барометра для нѣсколькихъ пунктовъ; кривая для тропическихъ океановъ представляетъ во всей чистотѣ полусуточную волну, почти совершенно не осложненную температурными колебаніями; кривая для Долины Смерти (Калифорнія, гѣто) показываетъ, какъ температурная, суточная волна, накладываясь на полусуточную, совершенно измѣняетъ характеръ колебаній давления.



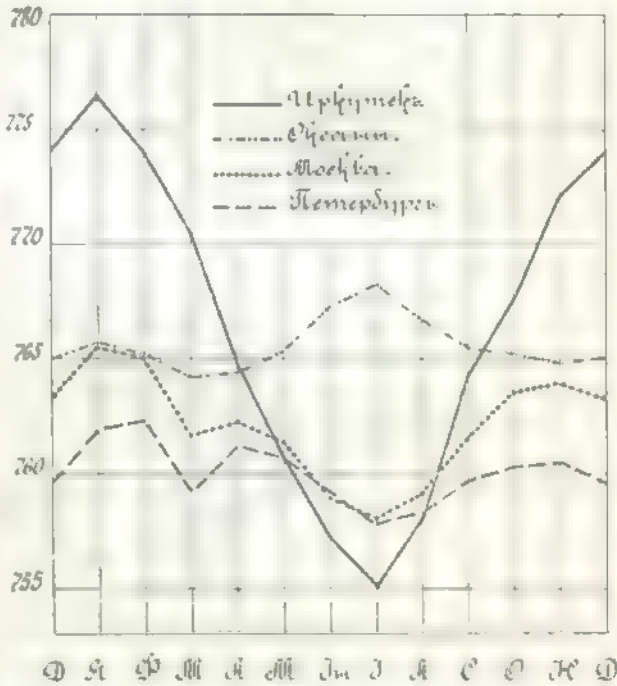
Черт. 100 Суточные колебания атмосфернаго давления

Такимъ образомъ суточные колебания температуры и влажности вызываютъ и въ давленіи воздуха соотвѣтственные колебанія (суточная волна). Точно такимъ же образомъ отзываются на давленіи воздуха и годовыя колебания температуры.

Если припомнимъ сказанное ранѣе (стр. 117—120) о періодическихъ колебаніяхъ температуры, то естественнымъ слѣдствіемъ этого

являются чрезвычайно малыя годовыя колебанія давленія вблизи экватора и въ тропическомъ поясѣ. Эти годичныя колебанія давленія растутъ съ удаленіемъ отъ экватора и наиболѣе рѣзко являются выраженными тамъ, гдѣ и годичныя колебанія температуры наиболѣе рѣзки, т. е. въ мѣстностяхъ съ рѣзко континентальнымъ климатомъ.

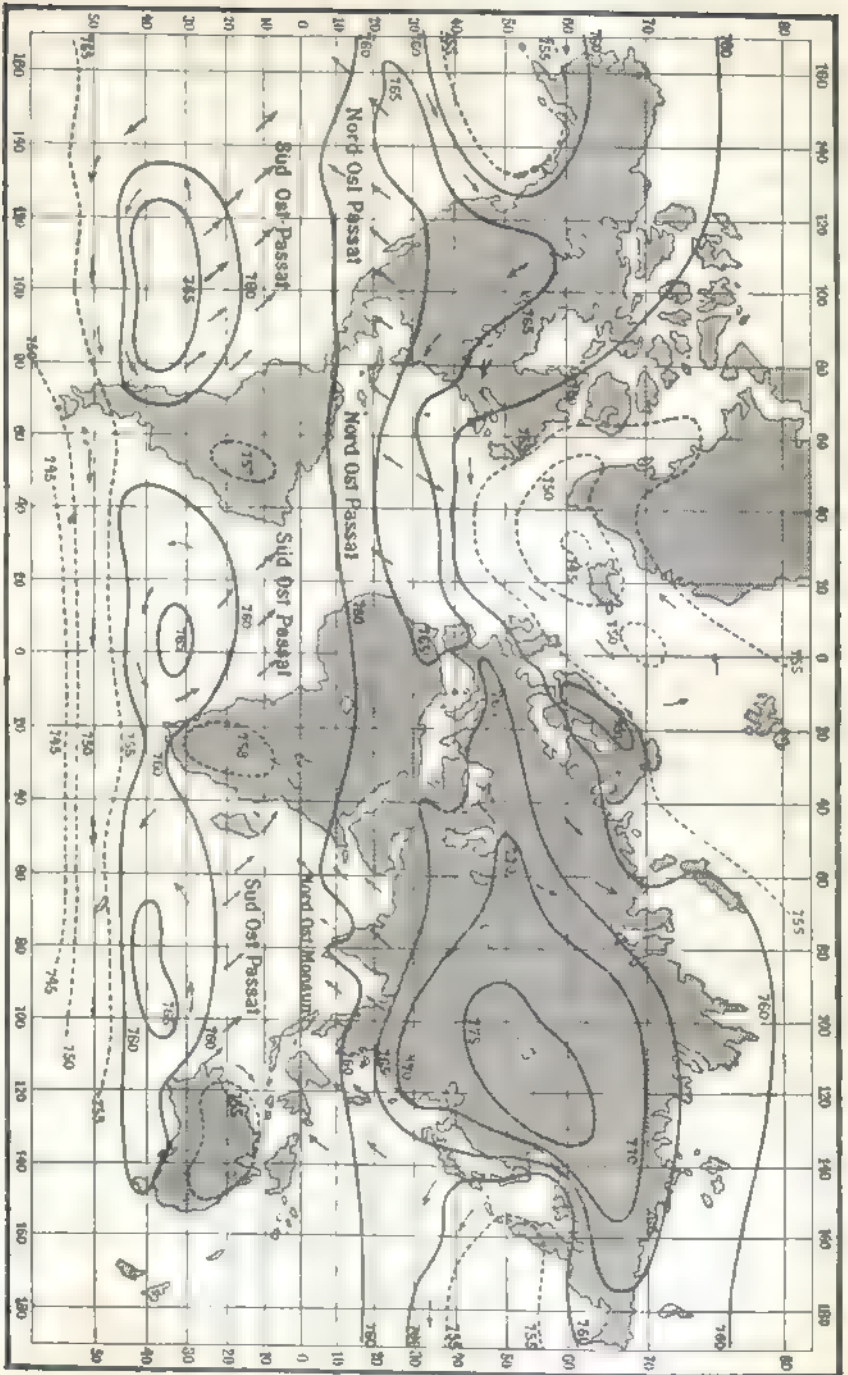
Неодинаковость въ нагрѣваніи суши и воды отражается и на годовомъ ходѣ давленія. Надъ материками повышение температуры сопровождается уменьшеніемъ давленія; увеличеніе давленія соотвѣтствуетъ пониженію температуры. На океанахъ соотношение между давленіемъ воздуха и температурой обратное; наивысшее давленіе соотвѣтствуетъ и наивысшей температурѣ. На береговыхъ мѣстностяхъ и годичный ходъ давленія представляетъ переходную ступень отъ типа материковыхъ измѣненій его къ типу морскому. Черт. 101 иллюстрируетъ сказанное. Изъ этихъ фактовъ видно, что температура на годовыя измѣненія давленія вліяетъ не непосредственно.



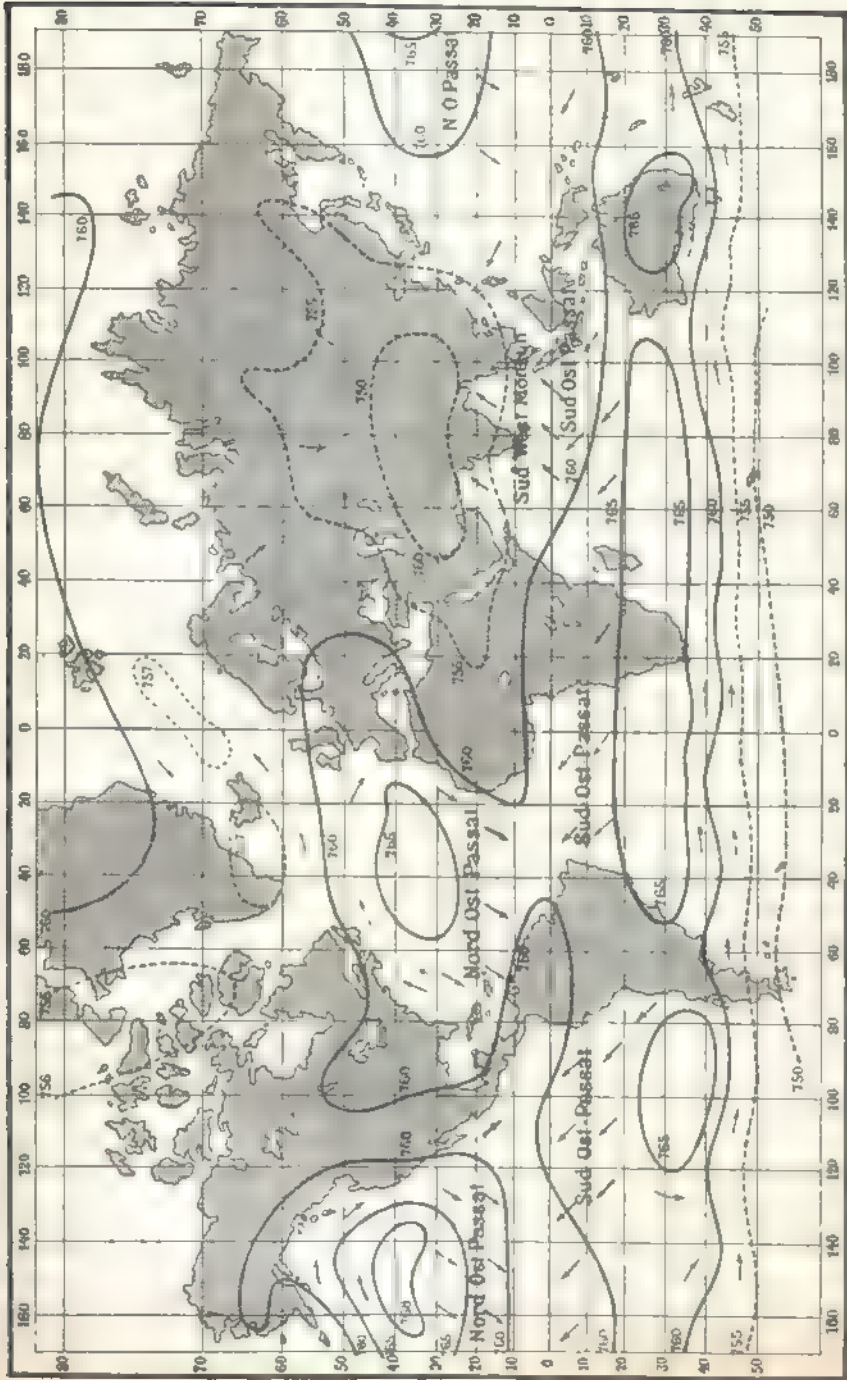
Черт. 101. Годовыя колебанія атмосфернаго давленія.

Поздѣе, въ динамикѣ атмосферы, — будетъ показано, что это дѣйствительно такъ и есть: температурныя колебанія при неодинаковости нагрѣванія суши и воды, не измѣняя непосредственно давленія, вызываютъ рядъ явленій, ведущихъ къ нарушенію равномернаго распредѣленія этого элемента.

64. Географическое распредѣленіе давленія. Подобно тому, какъ это дѣлается для другихъ метеорологическихъ элементовъ, и для давленія, когда желательно прослѣдить его распредѣленіе по



Черт. 102. Изобары и ветры января.



Черт. 103. Изобары и ветры Июля.

земной поверхности, наносятся его величины, приведенныя къ одному уровню (къ уровню моря), на географическую карту, и мѣста равныхъ давленій соединяются линіями равныхъ давленій. — *изобарами*. Такія карты изобаръ для мѣсяцевъ Января и Іюля даны на черт. 102 и 103.

Въ главнѣйшихъ чертахъ распределеніе давленія по земной поверхности слѣдующее.

Въ Январѣ наблюдается область низкаго давленія по обѣ стороны экватора: центры низкаго давленія — материкъ южная Африка, южная Америка и Австралія; на океанахъ здѣсь давленіе нѣсколько выше, чѣмъ на материкахъ. Отсюда давленіе возрастаетъ къ сѣверу и къ югу до широты 30° — 40°. Отъ 30° — 40° ю. ш. къ южному полюсу давленіе быстро падаетъ. Въ сѣверномъ полушаріи максимумъ давленія особенно сильно развитъ надъ материкомъ Азіи; другой, нѣсколько слабѣе, максимумъ лежитъ надъ материкомъ С. Америки. Рѣзко выраженная область слабого давленія лежитъ надъ Атлантичскимъ океаномъ; другой, болѣе слабый минимумъ давленія лежитъ въ сѣверной части Тихаго океана. Слѣдуетъ отмѣтить также и то, что въ южномъ полушаріи въ полосѣ максимальнаго давленія (шир. 30° — 40°) давленіе на океанахъ воздѣ выше, чѣмъ на материкахъ.

Въ Іюль отъ экватора, гдѣ опять находится область сравнительно низкаго давленія, теперь перемѣстившаяся нѣсколько къ сѣверу, давленіе возрастаетъ къ югу до 30° — 40° ю. ш. и отсюда затѣмъ, какъ и въ Январѣ, убываетъ къ южному полюсу. Максимумы давленія въ полосѣ 30° — 40° теперь сдвинулись на материкъ; на океанахъ, напротивъ, давленіе слабѣе, чѣмъ на материкѣ. Въ сѣверномъ полушаріи надъ материками лежатъ области низкаго давленія, особенно надъ южной частью Азіи; на океанахъ около 40° с. ш. области высокаго давленія, далѣе къ сѣверу опять переходяція въ области пониженнаго давленія.

Въ среднемъ за годъ *экваторіальный поясъ области низкаго давленія*. Это есть въ то же время и область наивысшихъ средних годовыхъ температуръ на землѣ. Отсюда давленіе растетъ въ обѣ стороны до 30° широты, гдѣ наблюдаются какъ бы *поясы или области постоянно повышеннаго давленія*, а отъ этихъ широтъ къ полюсамъ оно снова уменьшается. И здѣсь, какъ и въ суточномъ и годовомъ ходѣ давленія, видно опять, что давленіе воздуха связано съ его температурою. *Очаги высокаго температуръ континенты — льдомъ въ то же время и области слабого давленія; центры охлажденія зимою. — они являются тогда и областями высокаго давленія.*

Пользуясь многократными наблюдениями различных станций, можно вычислить подобно тому, как это сделано для температур и влажностей (стр. 140, 161, черт. 62 и 74), нормальные давления по широтам. Подобные расчеты были сделаны впервые Феррелемъ. При этомъ Феррельъ сдѣлалъ расчеты, давшіе распределение давления не только вблизи земной поверхности, но и на различныхъ высотахъ надъ нею. Для этого ему пришлось вычислять сначала среднее давление на уровнѣ океана для различныхъ широтъ, а затѣмъ и среднюю температуру этихъ-же широтъ.—подобно тому, какъ это было сдѣлано Шпиталеромъ (стр. 140, черт. 62).

Сдѣлавъ затѣмъ некоторые предположенія о вертикальномъ температурномъ градиентѣ, Феррельъ могъ подсчитать температуру воздуха на различныхъ высотахъ, а зная эту температуру, можно было по известной формулѣ измѣненія давления съ высотой рассчитать и давление на любомъ уровнѣ. Слѣдующая табличка, перечисленная по даннымъ Ферреля Шпрунгомъ, даетъ распределение давления по широтамъ на уровнѣ моря и на высоту 2000 и 4000 м.

Сѣверное полушаріе, среднее давление по широтамъ:

широта:	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°
на уровнѣ моря.	760,5	758,6	758,7	760,7	762,0	761,7	759,2	757,7
на 2000 м.	582,0	582,6	587,6	593,0	598,0	600,9	601,9	600,9
на 4000 м.	445,2	446,6	451,9	457,0	463,6	468,3	469,9	470,7

Южное полушаріе, среднее давление по широтамъ. ¹⁾

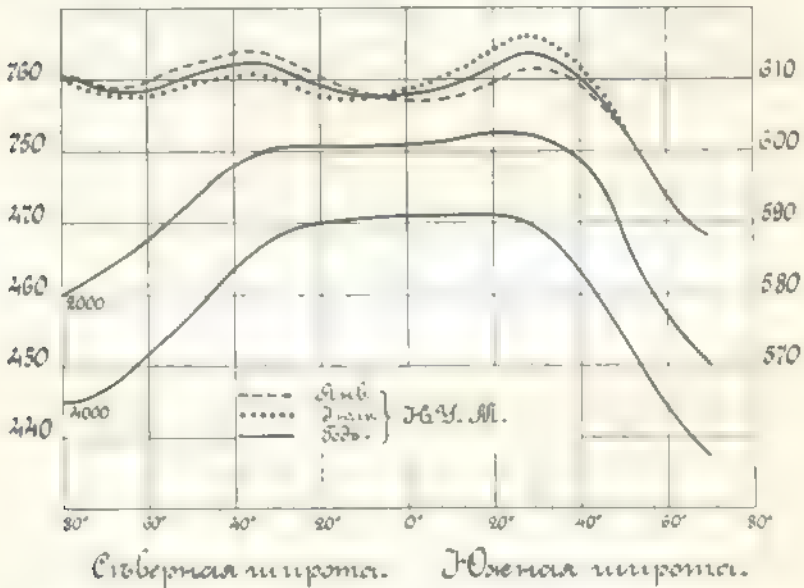
широта:	0° экв.	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
на уровнѣ моря.	758,0	759,1	761,7	763,5	760,5	753,2	743,4	738,0
на 2000 м.	601,1	601,6	602,7	602,2	597,1	588,0	577,0	569,9
на 4000 м.	471,0	471,1	471,1	469,3	463,1	453,7	443,9	437,2

Табличка эта и ея графическое изображеніе на черт. 104 наглядно показываютъ, что въ нижнемъ слое атмосферы, какъ это и было уже указано выше, на термическомъ экваторѣ, — около 10° с. ш., — расположенъ минимумъ давления, отсюда въ обѣ стороны до 30° с. и ю. ш. давление повышается. На 30° с. и ю. ш. оно достигаетъ максимума, отсюда по направленію въ полюсамъ оно снова падаетъ, — особенно рѣзко въ южномъ полушаріи. Если, какъ это сдѣлано на черт. 104, прочертить распределение давления за отдѣльные мѣсяцы, напр. Января (лѣто южнаго полушарія) и Іюля (лѣто сѣвернаго полушарія), то на графикѣ можно видѣть, какъ экваторіальный минимумъ давления перемѣщается отъ 15° с. ш. (Іюль) до 5° ю. ш. (Январь) параллельно съ перемѣщеніями термическаго экватора. Точно также и интенсивность максимумовъ, расположенныхъ въ широтахъ около 30°, не остается одинаковою въ течение года: въ Іюль наиболѣе рѣзко выраженъ и слѣдовательно наиболѣе развитъ максимумъ полушарія сѣвернаго, гдѣ температура —наивыс-

¹⁾ Надо, впрочемъ, замѣтить, что принятыя Феррелемъ, а за нимъ и Шпрунгомъ, среднія температуры для высшихъ широтъ южнаго полушарія даютъ слишкомъ высокія среднія давления на уровняхъ 2000 и 4000 м. Изслѣдованія антарктическихъ экспедицій послѣднѣе время показали, что температуры южнаго полушарія дѣйствительно не такъ высоки, какъ принимали прежде. А если принять, согласно новейшимъ даннымъ, болѣе низкія температуры для нижняго слоя воздуха, то и на высотахъ для южнаго полушарія должны получиться болѣе низкія давления къ полюсу, чѣмъ полученныя Феррелемъ

шая, въ Январѣ,—соотвѣтственно пережѣщенію области наивысшихъ температуръ,—максимумъ полушарія южнаго.

Но мѣръ удаленія отъ земной поверхности картина распредѣленія давленія упрощается: на высотѣ около 2000 м. экваторіальный минимумъ давленія становится уже незамѣтнымъ, уступая мѣсто здѣсь еще слабо выраженному максимуму давленія. На высотѣ 4000 м. экваторіальный максимумъ давленія, слегка сдвинутый въ сторону южнаго полушарія (наивысшее давленіе 10'—20" ю. ш.), расположенъ на томъ мѣстѣ, гдѣ внизу находится область слабого давленія. И на той, и на другой высотѣ отъ экватора къ полюсамъ въ обѣ стороны давленіе быстро падаетъ



Черт. 104 Распредѣленіе давленія по широтамъ на уровнѣ океана (три верхнія кривыя), на 2000 м. и 4000 м. высоты (средняя и нижнія кривыя)

Что дѣлается въ еще болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, вычисленія Ферреля не опредѣляютъ непосредственно; по ходу давленія внизу и по направленію движенія воздушныхъ массъ въ невысокихъ (до 4000 м.) слояхъ атмосферы нужно предположить, что на полюсахъ давленіе должно было бы имѣть наименьшую величину внизу. Наблюденія высокихъ горныхъ станцій, правда, очень немногочисленныя.—подтверждаютъ, что давленіе на высотѣ около 4000 м. дѣйствительно падаетъ отъ экватора къ полюсамъ. Такъ по расчетамъ Ханна изъ наблюденій на горныхъ вершинахъ въ различныхъ широтахъ давленія, приведенныя къ одному в тому же уровню будутъ:

на высотѣ	4000 м. (Январь)	4000 м.	(Мартъ 1895)
Ангизана (Экваторъ)	475 мм	Пикъ-Камерунъ (4° с. ш.)	475 мм.
Пикъ-Найка (35° с. ш.)	462 "	Зонбликъ (47° с. ш.)	437 "
разность	13 "		18 "

Въ обоихъ случаяхъ давленіе на этихъ высотахъ падаетъ отъ экватора къ полюсамъ больше, чѣмъ на 10 мм.

Остается еще привести въ заключеніе тѣ крайніе предѣлы, между которыми колеблется наблюдаемое вблизи земной поверхности давленіе. Наинизшія давленія наблюдались 689.2 мм. на берегахъ Бенгальскаго залива (Фальзь-Поэнтъ) въ 1885 г. (22 Сент.) при прохожденіи тропическаго шторма и 686.5 мм. при прохожденіи урагана въ Формозскомъ проливѣ у береговъ вост. Азии 2 Авг. 1901 г. Около береговъ Европы (въ Рейкьявикѣ, Исландія) барометръ опускался до 692.0 мм. Наивысшее давленіе наблюдалось въ Азии: въ Барнаулѣ въ 1900 г. барометръ поднялся до 789.2 мм. на высоту около 170 м. н. у. м.; если привести это давленіе къ уровню моря, то оно достигнетъ 808.7 мм.

ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ.

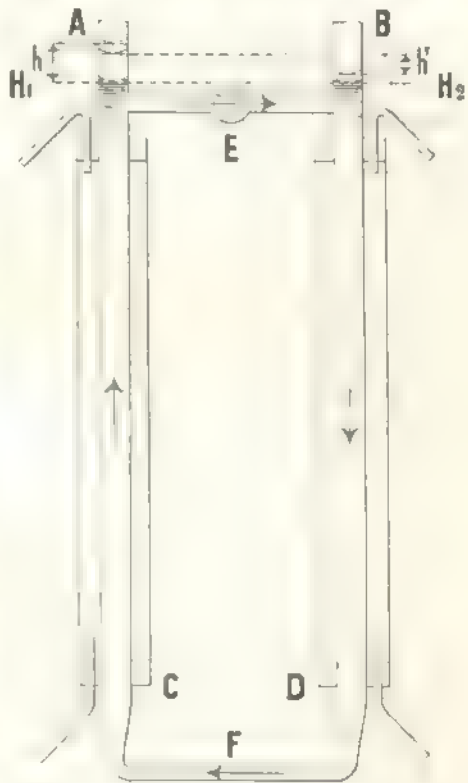
VIII. Механизмъ конвекціи.

65. **Опытъ Шпрунга.** Конвекція, какъ уже неоднократно упоминалось, есть явленіе переноса воздушныхъ массъ. Какъ можетъ возникнуть такое явленіе и въ какую форму оно должно вылиться, лучше всего указываетъ классическій опытъ Шруна ¹⁾.

Двѣ сообщающіяся вертикальныя трубки АС и ВД, соединенныя, какъ показываетъ черт. 105, горизонтальными каналами Г вверху и на некоторой высотѣ Е (съ краемъ), наполняются до некотораго уровня водою. Сначала край Е закрывается. Если нагрѣвать колѣно АС, пропуская паръ по обочкѣ, окружающей эту трубку, то чрезъ некоторое время, когда вся жидкость изъ АС прогреется, и уровень ея въ этомъ колѣнѣ поднимется на некоторую высоту h сравнительно съ другимъ холоднымъ колѣномъ. Но вся масса жидкости въ трубкахъ находится въ покой, такъ какъ нѣтъ причинъ, вызывающихъ ея движеніе. Но то будетъ, если открыть край Е и установить вверху сообщеніе между трубками. Какъ только установилось сообщеніе между трубками чрезъ Е, въ нагрѣтомъ колѣнѣ высота жидкости уменьшается, въ холодномъ колѣнѣ увеличивается, и вся жидкость въ системѣ трубокъ приходитъ въ движеніе въ направленіи, указанномъ на чертѣ стрѣлками: отъ нагрѣтаго колѣна по верхнему каналу она идетъ въ холодное, здѣсь вся масса жидкости опускается внизъ, по нижнему горизонтальному каналу идетъ отъ холоднаго колѣна къ нагрѣтому и въ послѣднемъ вся масса жидкости снова подымается вверхъ.

¹⁾ Необходимо относительно того, что будетъ положено давленіе, помнить, что жидкость и газъ различаются между собою только внутреннимъ треніемъ, что газъ — также жидкость, только съ весьма малымъ коэффициентомъ внутреннего тренія и весьма большимъ коэффициентомъ сжимаемости. Поэтому — то, что выводится относительно равновѣсія или движенія жидкостей и газовъ должно быть приложено и къ равновѣсію или движенію газовъ съ указаннымъ ограниченіемъ.

Движеніе при этомъ всегда начинается неизмѣнно съ верхняго соединительнаго канала, въ которомъ открывается кранъ. Стоитъ закрыть кранъ E, движеніе снова останавливается, и высоты жидкостей постепенно дѣлаются прежними: каждое открываніе крана снова вызываетъ описанную циркуляцію жидкости въ томъ же порядкѣ. Смысль опыта, слѣдовательно таковъ: *внизу взятыхъ для опыта трубокъ давленіе отъ нагреванія не нарушилось, ибо до открыванія крана жидкость въ нихъ оставалась въ покой; но наверху при нагреваніи явился въ нагрѣтомъ колѣнѣ избытокъ давленія, который, при открываніи крана, привелъ всю жидкость въ движеніе, — создалъ некоторую определенную циркуляцію въ ней.* Значить, — для равновѣсія массы нагрѣваемой жидкости недостаточно еще равенства давленія въ одной какой либо ея части, въ одной определенной плоскости. Жидкость придетъ въ движеніе, если хотя бы въ одной какой либо точкѣ ея равновѣсіе будетъ нарушено.



Черт. 105. Схема опыта Ширинга

Анализируя опыт, должно придти къ заключенію, что много результата и быть не можетъ. Въ самомъ дѣлѣ, — на горизонтальную плоскость, проведенную чрезъ каналъ F, гидростатическое давленіе до нагрѣванія жидкости должно быть одно и тоже, ибо какъ известно изъ физики, равновѣсіе въ сообщающихся сосудахъ возможно только тогда, когда $H_1 d_1 = H_2 d_2$, т. е. когда, при равныхъ плотностяхъ, равны и высоты жидкости, что и имѣло мѣсто до нагрѣванія во взятыхъ трубкахъ. Также самое имѣло мѣсто и относительно любой горизонтальной плоскости, на какой бы высотѣ ни была она проведена, и, сколько бы разъ ни открывался кранъ E, пока одинаковы температуры въ обоихъ колѣнахъ тру-

бокъ, циркуляцій въ жидкости вызвать нельзя. При нагреваніи колѣна AC плотность жидкости здѣсь уменьшилась и именно изъ d_1 сдѣлалась $d_1 = \frac{d}{1 + k}$, если k коэффициентъ расширенія жидкости. Соответственно этому уменьшенію плотности возрасла и высота H_1 , пзмѣнившись въ $H_1 + h$, — но такъ, что $(H_1 + h)d_1 = H_2d_2$ для плоскости, проходящей чрезъ каналъ F при закрытомъ краѣ E . Но для всякой другой плоскости это уже не имѣетъ мѣста: для плоскости, проведенной наприм. чрезъ H_1H_2 будетъ очевидно $H_1d_1 > 0$, чѣмъ дальше отходить отъ F вверхъ, тѣмъ больше, очевидно, отклоняются отъ равенства величины $(H_1 + h)d_1 = H_2d_2$. Поэтому, какъ только будетъ открытъ краѣ E , сейчасъ же отъ мѣста съ большимъ давленіемъ жидкость потечетъ къ мѣстамъ съ низкимъ давленіемъ т. е. отъ A къ B . Но, какъ только по верху начнется стокъ отъ A къ B , — сейчасъ же нарушится и равенство $(H_1 + h)d_1 = H_2d_2$, и давленіе внизу въ AC вследствие уменьшенія высоты $H_1 + h$ тоже уменьшится, тогда какъ въ BD высота возрастаетъ, равно какъ увеличится и давленіе внизу соответственно увеличенію высоты H_2 . Какъ только равновѣсіе нарушено внизу, такъ здѣсь должно начаться перемѣщеніе жидкости отъ мѣста съ болѣе высокимъ давленіемъ къ мѣсту съ давленіемъ болѣе низкимъ, т. е. отъ D къ C .

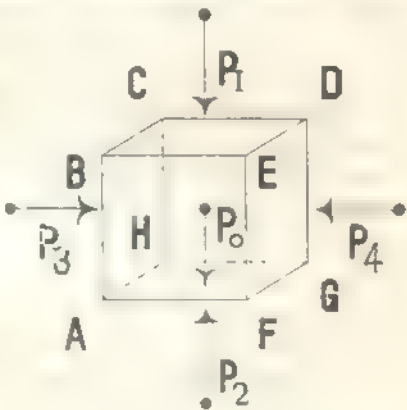
Такимъ образомъ при открываніи краѣ E обнаруживаются двѣ жущія силы, создающія круговоротъ въ жидкости и ея переносъ съ мѣста на мѣсто. Отсюда вытекаетъ вѣднѣе слѣдствіе какъ только устранены внѣшнія препятствія, мѣшающія циркуляціи, при нарушении равновѣсія всегда возникаетъ въ данной средѣ потокъ т. е. перемѣщеніе массъ жидкости или газа, направленный отъ мѣста съ болѣе высокимъ давленіемъ къ мѣстамъ низкаго давленія. Одной изъ причинъ такого нарушенія равновѣсія можетъ быть нагреваніе, повышающее температуру въ одной части взятой среды сравнительно съ остальными частями. Ясно, что въ такомъ случаѣ происходитъ вмѣстѣ съ перемѣщеніемъ жидкости и механической переносъ тепловой энергии помимо теплопроводности.

66. Основные условія равновѣсія среды, находящейся подѣ дѣйствіемъ силы тяжести: градиентъ. Въ опытѣ Ширинга весьма ограниченная масса жидкости была заключена въ узлы сообщающагося трубки. Чтобы перейти къ неограниченной массѣ жидкости или газа, слѣдуетъ сначала рассмотреть основные условія равновѣсія такой массы: все то, что относится къ равновѣсію жидкости, пѣбликомъ применимо и къ любой массѣ газа.

Пусть некоторая масса жидкости находится на поверхности земли, — находится, следовательно, под действием силы тяжести. Выделим во взятой массе жидкости чрезвычайно малый, элементарный объем ΔV (черт. 106): пусть масса жидкости в этом объеме будет m , а ее вес будет P_0 . На верхнюю и нижнюю грани этого элементарного объема давление сверху и снизу обозначим через P_1 и P_2 . Тогда очевидно, что для равновесия этого объема должно быть $P_2 = P_1 + P_0 = P_1 + mg$, если g — ускорение силы тяжести, или $P_2 - P_1 = mg$. Если $P_1 + mg > P_2$ или $P_1 + mg < P_2$, тело в равновесии быть не может и станет перемещаться в первом случае вниз, во втором — вверх. Если боковые давления P_3 и P_4 не равны, тело получает горизонтальное движение; если $P_3 = P_4$, горизонтальное перемещение места иметь не может.

В любой точке пространства, в которой помещается материальное тело массы m , притягиваемое другою, большею массою M , сила, с которой эти две массы действуют друг на друга, будет по закону Ньютона

$$f = K \frac{mM}{r^2},$$



Черт. 106. Основное условие равновесия вѣсогома тѣла.

если расстояние между массами бу-

деть r : K — коэффициент пропорциональности. Изъ этого выраженія легко видѣть, что, если принять массу земного шара сосредоточенною въ его центрѣ, величина f будетъ одна и та же при данныхъ массахъ m во всѣхъ точкахъ, для которыхъ r одно и то же. Если представить себѣ поверхности, построенныя для равныхъ значений f , то, очевидно, для земного шара получится поверхности сферическя, описанныя изъ центра земного шара радиусами, которымъ можно давать различныя значеня: это будутъ такъ называемыя *поверхности уровня* g , е. такя поверхности, въ каждой точкѣ которыхъ величина силы тяжести будетъ одна и та же. Небольшую часть такой поверхности уровня можно считать *горизонтальною плоскостью*.

Представимъ себѣ теперь, что имѣемъ массу жидкости или газа, находящуюся въ равновѣсш подѣ действиемъ силы тяжести, но не подверженную действию какихъ либо иныхъ силъ. Проведемъ чрезъ

эту массу поверхности уровня для силы тяжести: для небольшого сосуда или пространства, заключающего рассматриваемую массу, это будут горизонтальные плоскости: при больших размерах сосуда или пространства они будут представлять собою часть сферы, концентричной съ земною поверхностью (точнѣе, — часть эллипсоида вращения). Для того, чтобы взятая жидкость или газъ находились въ равновѣсїи, необходимо и достаточно, чтобы для любого, вырѣзаннаго въ нихъ, весьма малаго объема были выполнены условия: $P_2 = P_1 + mg$ и $P_3 = P_4$. А это будетъ, когда $P_2 - P_1 = mg$ или когда разность давленїи $H_2 d_2 - H_1 d_1 = mg$, и $H_3 d_3 = H_4 d_4$, согласно основнымъ законамъ гидростатики; здѣсь H_1, H_2, H_3, H_4 — высоты столба жидкости или газа, считаемыя отъ горизонтальной плоскости, т. е. отъ поверхности уровня, проведенной чрезъ центръ тяжести вырѣзаннаго элементарнаго объема, до верхней границы взятой массы, а d_1, d_2, d_3, d_4 — плотности, соответствующія давленїямъ P_1, P_2, P_3 и P_4 (на черт. 106) на гравии рассматриваемаго элементарнаго объема. Но отсюда уже слѣдуетъ, что *поверхность уровня, проведенная чрезъ центръ тяжести или любую точку элементарнаго объема, должна быть при равновѣсїи жидкости или газа и поверхностью равныхъ давленїи*; последнюю получимъ, соединяя всѣ точки съ одинаковыми давленїями.

Изъ написаннаго сейчасъ условия для равновѣсїя данной жидкой или газообразной массы, какъ частный случай, вытекаетъ тотъ общепризнанный фактъ, что спокойную поверхность даннаго водоема, моря, океана можно принимать за строго горизонтальную поверхность, т. е. за поверхность уровня для силы тяжести.

Выведенное условіе будетъ условїемъ *необходимымъ и достаточнымъ* для равновѣсїя данной массы жидкости или газа. Предположимъ, что поверхности одинаковыхъ давленїи не совпадаютъ съ поверхностями уровня для данной массы жидкости или газа. Рассматривая тогда снова элементарный объемъ ABCD данной массы и проводя чрезъ него поверхности уровня и поверхности равныхъ давленїи, придетъ послѣдняя, по условїю, предположить теперь наклоненными къ первымъ подъ нѣкоторымъ угломъ φ (черт. 107) и падающими напр. справа налево. При этомъ условїи, очевидно, давленїя P_3 и P_4 неравны: при заданномъ направленїи поверхностей равнаго давленїя на горизонтальной плоскости, проходящей чрезъ центръ тяжести m взятаго элементарнаго объема, давленїя слѣва направо увеличиваются. Если лѣва сторона взятаго элементарнаго объема есть dH , то на сторону AC давленїе будетъ меньше,

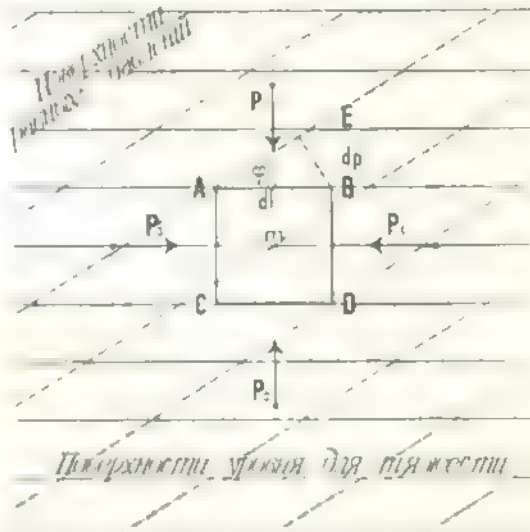
чѣмъ на сторону BD, на величину dp , которая изъ треугольника ABE будетъ

$$dp = dl \cdot \sin\varphi$$

или

$$\frac{dp}{dl} = \sin\varphi.$$

Равновѣсія въ этомъ случаѣ, очевидно, быть не можетъ; разсматриваемый элементарный объемъ при этомъ условіи вследствие того, что $P_4 > P_3$, долженъ перемѣститься, *если этому не препятствуютъ другія силы*, въ направленіи отъ P_4 къ P_3 , т. е. справа налѣво. Всякій наклонъ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня вызоветъ неизмѣнно подобное же неравенство давленій на боковыя стороны разсматриваемаго элементарнаго объема. Единственный случай, когда онъ долженъ остаться въ равновѣсіи, будетъ, когда $P_3 = P_4$; а это имѣетъ мѣсто только тогда, когда поверхности равныхъ давленій совпадаютъ (параллельны) съ поверхностями уровня для силы тяжести.



Черт. 107. Нарушеніе равновѣсія при наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня.

Движущая сила сообщаетъ разсматриваемому элементарному объему при наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня ускореніе въ определенномъ направленіи, именно въ направленіи убыванія давленія по данной поверхности уровня. — въ черт. 107 справа налѣво.

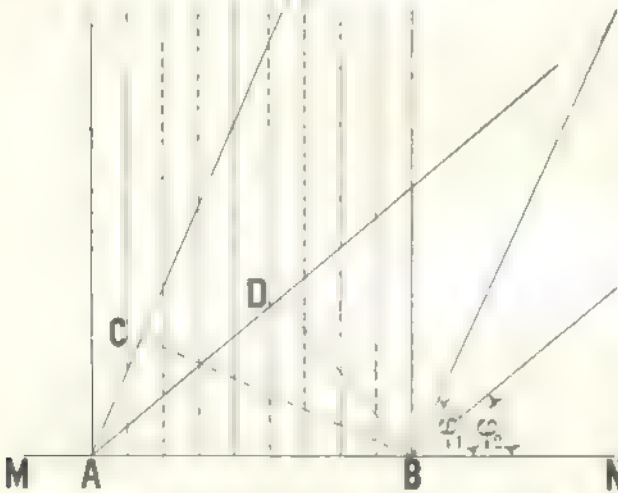
Если разность давленій на разстояніи dl будетъ равняться dp , то, очевидно, для разсматриваемаго случая (черт. 107) эта движущая сила, равная разности давленій, при данномъ наклонѣ пропорциональна длинѣ. Поэтому при какомъ угодно наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня движущая сила

$$G = a \times \frac{dp}{dl} = a \sin\varphi.$$

А отсюда, при изменении угла φ :

$$G_1 : G_2 = \sin \varphi_1 : \sin \varphi_2,$$

или движущая сила для масс воздуха пропорциональна синусу угла наклона поверхностей равных давлений к поверхностям уровня. Величину G движущей силы, пропорциональную падению давления на протяжении некоторой определенной длины, называют обыкновенно *градиентом давления*. Из выражения $\frac{dp}{dl} = \sin \varphi$ видно, что *градиент будет измеряться падением давления на единицу длины*.



Черт. 108. Зависимость градиента от наклона изобарных поверхностей к поверхностям уровня.

действительности случай, что угол φ между теми и другими поверхностями сделается равным 90° , т. е. что поверхности равных давлений перпендикулярны, следовательно, к поверхностям уровня. При этом предположении на поверхности уровня MN единицу длины AB пересечет n поверхностей равных давлений. Если распределение давления ~~на поверхности~~ останется то же, т. е. расстояние между поверхностями равных давлений не изменится, то при изменении наклона этих последних число поверхностей, пересекающих единицу длины, будет тем меньше, чем меньше угол φ . Когда этот последний сделается нулем, поверхности равных давлений будут параллельны поверхностям уровня и градиент равняется нулю, т. е. основное условие равновесия является выполненным.

Из черт. 108 видно, что число поверхностей равных давлений, пересекающих единицу длины AB, будет

$$CB = n_1 = AB \sin \varphi_1 = n \sin \varphi_1,$$

$$DB = n_2 = AB \sin \varphi_2 = n \sin \varphi_2.$$

Представим себе массу атмосферы с проведенными в ней мысленно поверхностями уровня для силы тяжести; пусть MN (черт. 108) будет одна из таких поверхностей уровня. Будем в рассматриваемом пространстве проводить поверхности равных давлений. Так как давление измеряется в миллиметрах уравнивающего его столба ртути, то условимся проводить поверхности равных давлений *через каждый миллиметр*. Допустим затем совершенно невозможный в

отсюда

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{\sin \varphi_1}{\sin \varphi_2} = \frac{G_1}{G_2}$$

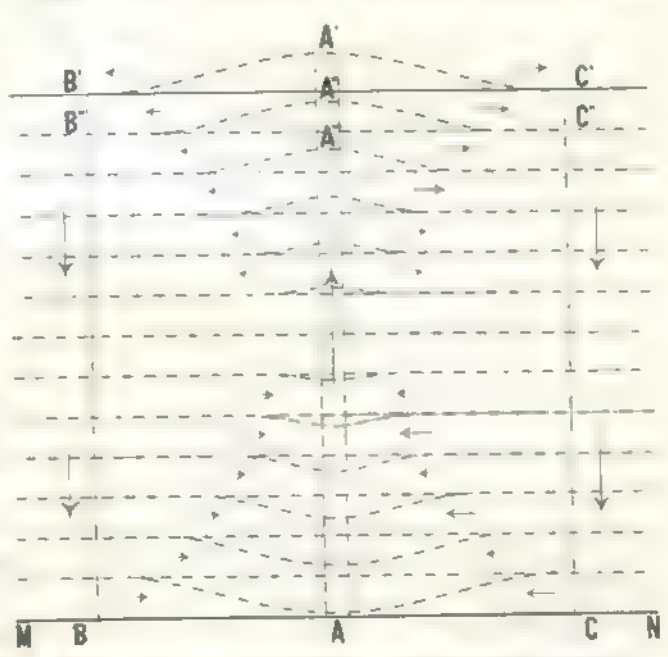
Такимъ образомъ градиентъ будетъ пропорціоналенъ числу миллиметровъ, выражающихъ паденіе давленія на единицу длины.

За единицу длины въ метеорологической практикѣ чаще всего принимается 1 градусъ широты (равный въ среднемъ 111,2 килом.); поэтому обыкновенно градиентъ и измѣряютъ въ миллиметрахъ измѣненія давленія на 1° широты.

67. **Конвекція въ свободной массѣ газа.** Представимъ себѣ теперь некоторую массу воздуха, опирающуюся на горизонтальную поверхность MN (черт. 109). Проведемъ въ этой массѣ воздуха мысленно по-

верхности уровня для силы тяжести и поверхности равныхъ давленій. Условимся, между прочимъ, для краткости называть эти послѣднія поверхности равныхъ давленій *изобарными поверхностями*.

Пока разсматриваемая масса воздуха находится въ покоѣ, изобарныя поверхности, какъ показано выше, должны



Черт. 109 Схема конвекции при нагревании слоя воздуха AA'.

быть параллельными поверхностямъ уровня т. е. такъ же, какъ и эти послѣднія, — горизонтальными. Само собою разумѣется, что это равновѣсіе возможно только тогда, когда плотности воздуха убываютъ правильно снизу вверхъ; а это будетъ имѣть мѣсто только тогда, когда температуры въ разсматриваемой массѣ или во всѣхъ точкахъ одинаковы или, будучи одинаковыми на каждой изъ поверхностей уровня, измѣняются по вертикали по адиабатному закону.

На стр. 100—102 было уже указано, что для устойчивости равновѣсія нѣкоторой массы воздуха въ атмосферѣ необходимо, чтобы вертикальный температурный градиентъ былъ больше нѣкоторой опредѣленной величины ($3^{\circ}.12$ для сухого воздуха, больше $2^{\circ}.13$ для водяныхъ паровъ).

Для простоты сдѣлаемъ пока предположеніе, что температуры во всей рассматриваемой массѣ воздуха одинаковы.

Выдѣлимъ теперь мысленно изъ этой массы вертикальный столбъ воздуха AA' , вмѣняющій сравнительно съ массой воздуха незначительное поперечное сѣченіе, и будемъ *нагрѣвать* этотъ столбъ снизу въ точкѣ A . Вслѣдствіе теплопроводности нагрѣваніе мало-по-малу распространится въ немъ до нѣкоторой точки A' и весь столбъ до этой высоты—какъ въ опытѣ Шпрунга трубка AC .—расширившись отъ нагрѣванія, будетъ имѣть высоту AA' , большую, чѣмъ сосѣднія части, напр. BB' , CC' . Такъ какъ давленіе въ точкѣ A , пока масса воздуха въ равновѣсіи, не нарушилось, то очевидно, что *нагрѣваніе столба AA' только раздвинуло, вслѣдствіе расширенія газа, поверхности равныхъ давленій, и въ нагрѣтомъ столбѣ онѣ лежатъ одна отъ другой на большихъ разстояніяхъ, нежели въ сосѣднихъ, оставшихся ненагрѣтыми массахъ воздуха.* Для поверхности уровня $B'A''C'$ это очевидно, такъ какъ въ нагрѣтомъ столбѣ здѣсь избытокъ давленія $A'A''$, тогда какъ кругомъ онъ—нуль; для поверхности уровня $B''A'''C''$ онъ— $A'''A''$, тогда какъ кругомъ онъ $C''C''$ или $B''B''$ и т. д.; чѣмъ ближе спускаться по вертикали AA' къ точкѣ A , тѣмъ меньше разность давленій для одной и той же поверхности уровня въ нагрѣтой и ненагрѣтой части воздуха.

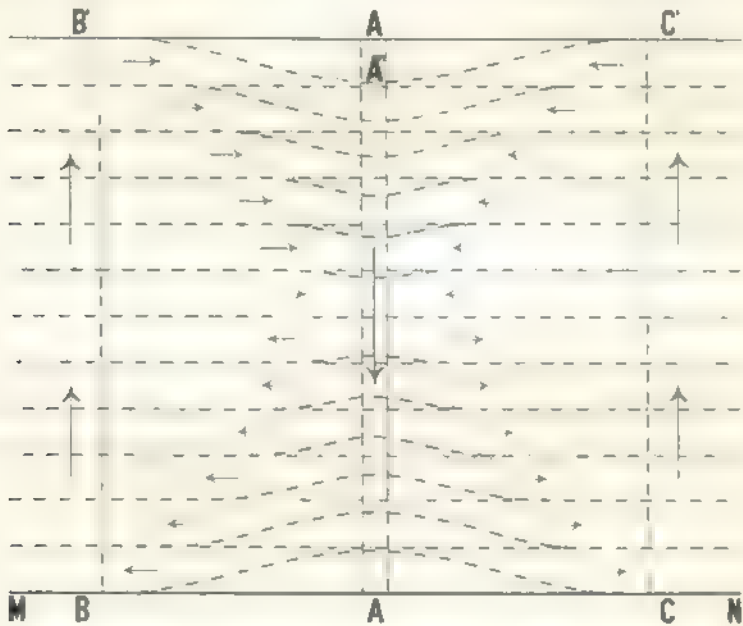
Если теперь представить себѣ, что вмѣсто тонкаго вертикальнаго столба AA' , выдѣленнаго изъ воздуха, нагрѣвается вся масса газа по линіи AA' , то разннца съ предыдущимъ будетъ только въ томъ, что изобарныя поверхности раздвинутся по вертикали AA' больше всего, а по мѣрѣ удаленія отъ AA' вправо и влево ихъ раздвиганіе уменьшается. Результатомъ этого будетъ то, что отъ линіи AA' въ обѣ стороны изобарныя поверхности дадутъ наклонъ къ поверхностямъ уровня, результатомъ чего немедленно же должны явиться градиенты, направленные отъ A' къ B' и C' по горизонтальному направленію. Какъ только подъ влияніемъ этихъ градиентовъ начнется стокъ газа отъ A' вправо и влево, давленіе въ A , вслѣдствіе уменьшенія высоты столба AA' , также уменьшится; результатомъ этого явится здѣсь изгибъ изобарныхъ поверхностей въ обратную сторону.—книзу, и возникновеніе градиентовъ, направлен-

ныхъ отъ В и С къ точкѣ А. Въ результатъ нагрѣванія свободной массы газа должно, такимъ образомъ, явиться вздутие *сверху* изобарныхъ поверхностей *наверху* нагрѣтой массы, и *сплюсываніе* книзу въ нижней ея части, какъ изображено пунктиромъ на черт. 109; это поведетъ къ возникновенію градиентовъ, направленныхъ отъ нагрѣтаго мѣста къ периферии наверху, отъ периферии къ нагрѣтому мѣсту внизу. Поэтому въ средѣ, гдѣ произошло такое нагрѣваніе, возникнетъ *циркуляція*: массы воздуха наверху отъ точки А' будутъ двигаться во все стороны къ периферии, наоборотъ, внизу массы воздуха со всехъ сторонъ будутъ притекать отъ периферии къ точкѣ А. Давая мѣсто вновь притекающимъ массамъ, въ точкѣ А притекающій воздухъ будетъ подниматься вверху: на периферии, наоборотъ, заполяя освобожденное притекающимъ къ А воздухомъ мѣсто, массы этого послѣдняго будутъ опускаться внизъ. Въ результатъ должно, слѣдовательно, возникнуть такое движеніе воздуха, какъ указанное на черт. 109 стрѣлками. На некоторой нейтральной поверхности уровня горизонтальное движеніе будетъ отсутствовать, такъ какъ здѣсь градиенты будутъ равны нулю. Выше и ниже этой раздѣльной поверхности градиенты все направлены въ одну сторону: отъ нагрѣтаго мѣста внаружу наверху, обратно внизу.

Примѣняя тѣ же самыя разсужденія къ случаю мѣстнаго *охлажденія* спокойныхъ массъ воздуха, легко убѣдиться, что и въ этомъ случаѣ результатомъ охлажденія будетъ также возникновеніе циркуляціи. *Изобарныя поверхности въ охлажденномъ столбѣ АА'* (черт. 110) *теперь должны сблизиться сравнительно съ остальной массой воздуха*: отсюда—градиенты, направленные отъ периферии къ центру охлажденія наверху. Движеніе воздуха, вызванное этими градиентами, поведетъ къ увеличенію давленія въ точкѣ А и вызоветъ здѣсь градиенты, направленные отъ А внаружу. Изобарныя поверхности примутъ теперь видъ, изображенный на черт. 110, и окажутся вдавленными въ верхней половинѣ разсматриваемой массы, вздутыми—въ нижней. Циркуляція, возникшая вслѣдствіе этого, будетъ теперь слѣдующая. наверху массы воздуха будутъ притекать къ центру охлажденія, внизу онѣ будутъ растекаться отъ него во все стороны; по вертикали АА' массы воздуха, притекающія сверху, будутъ опускаться нисходящимъ потокомъ внизъ: на периферии, наоборотъ, возникнетъ восходящее движеніе, стремящееся выполнить впадину А'А'' наверху и выровнять вздутие у А внизу.

Въ атмосферѣ въ дѣйствительности нагрѣваніе или охлажденіе некотораго столба воздуха не можетъ дойти до ея границъ, какъ

для простоты предполагается въ массѣ жидкости или газа при предыдущихъ разсужденіяхъ. Поэтому обыкновенно дѣло надо представлять себѣ сложнѣе, чѣмъ его рисуютъ черт. 109 и 110. Возмущене, — напр., нагрѣваніе, — передается до нѣкоторой только высоты (черт. 111) въ массѣ воздуха. Изобарныя поверхности, раздвигаясь въ нагрѣтомъ столбѣ и стремясь приподнять вышележащіе слои воздуха, до которыхъ возмущене не достигло, должны, очевидно, оказаться скученными, сѣщенными сверху возмущенныхъ массъ воздуха. Затѣмъ уже на нѣкоторомъ разстояніи отъ верхней границы возмущенія вплоть до земной поверхности идетъ поясъ



Черт. 110 Схема конвекціи при охлажденіи столба воздуха AA'.

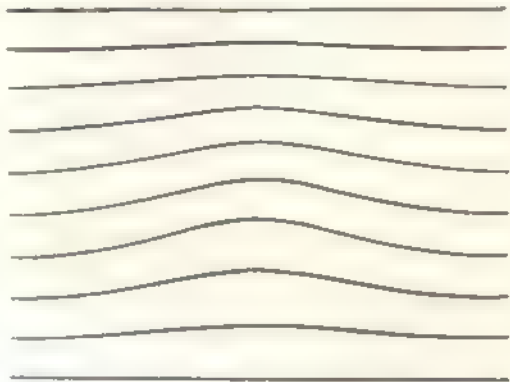
раздвинутыхъ изобарныхъ поверхностей. Не измѣняясь по существу сравнительно съ предшествующимъ случаемъ, конвекція должна быть болѣе или менѣе съ нимъ аналогична. Что дѣло идетъ въ дѣйствительности такъ, доказываютъ элементарно простые опыты, когда конвекцію можно обнаружить струями дыма въ колоколѣ, дно котораго подорѣвается или охлаждается.

Такимъ образомъ при нарушеніи равновѣсія, — стоитъ давленію въ какой-либо точкѣ газовой или жидкой массы повыситься сравнительно съ соотвѣстными точками той же поверхности уровня, — всегда и неизмѣнно возникаетъ *циркуляція, заставляющая массу*

газа или жидкости притекать отъ мѣстъ съ повышеннымъ давленіемъ къ мѣстамъ, гдѣ давленіе ниже, чѣмъ въ окружающихъ точкахъ.

Чтобы представить себѣ ясно картину такой циркуляціи въ горизонтальной проэкціи, разсѣчемъ любой изъ выше разсмотрѣнныхъ чертежей какой нибудь поверхностью уровня. Проведемъ напр. для случая нагрѣванія,

изображеннаго на черт. 109, изобарныя поверхности на болѣе близкихъ разстояніяхъ и представимъ себѣ, что нагрѣваніе столба AA' было настолько сильно, что получилось достаточно интенсивное вспучиваніе изобарныхъ поверхностей на верху у A' и очень сильный прогибъ кнзлу у точки A (черт. 112).



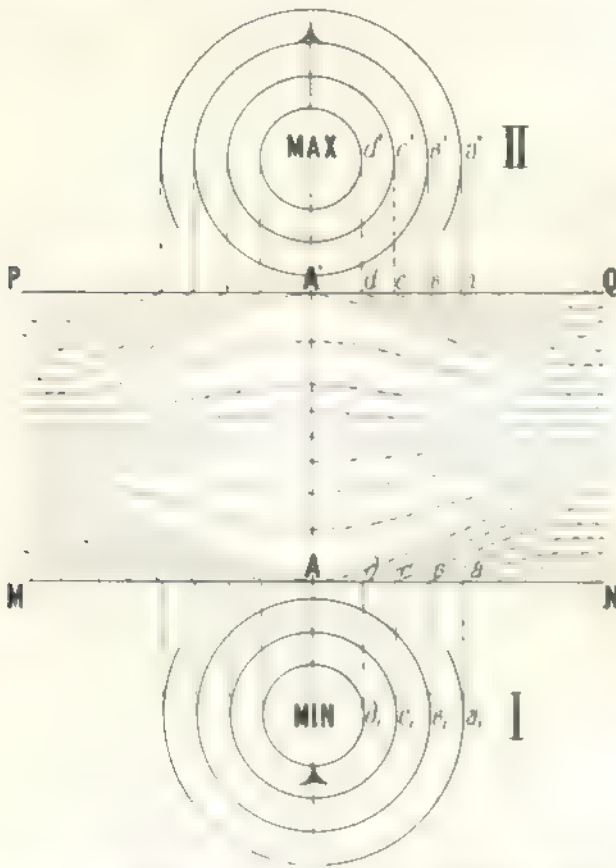
Черт. 112. Измѣненіе изобарныхъ поверхностей при нагрѣваніи въ неограниченной массѣ атмосферы.

Съ проведенными вверхъ и внизъ поверхностями уровня MN и PQ изобарныя поверхности дадутъ въ пересѣченіи рядъ концентричныхъ кривыхъ линий, окружающихъ точки съ наивысшимъ въ центрѣ давленіемъ (у A' вверхъ) или наинизшимъ (у A внизъ). Такія линии пересѣченія, поверхностей уровня съ изобарами будутъ, очевидно, *изобарами* т. е. линиями равныхъ давленій. Внизъ на черт. 110 въ центрѣ давленіе будетъ наивысшимъ и отсюда будетъ правильно и равномерно убывать во все стороны; этотъ случай распределенія давленія носить названіе *барометрическаго максимума*. Внизъ наоборотъ на черт. 109 въ центрѣ давленіе будетъ наинизшимъ и отсюда во все стороны будетъ правильно возрастать; этотъ случай носить названіе *барометрическаго минимума*. Для послѣдняго случая въ горизонтальной плоскости градиентъ направленъ отъ периферіи минимума къ его центру, въ первомъ, — для максимума, — обратно отъ центра къ периферіи.

Градиентъ, какъ уже было показано, есть движущая сила, пропорциональная паденію давленія на единицу длины; очевидно, что это паденіе давленія будетъ всегда наибольшимъ по направленію, перпендикулярному къ изобарѣ. Такъ какъ перемѣщеніе любого физическаго тѣла, если нѣтъ мѣшающихъ этому обстоятельствъ, всегда совершается по направленію наименьшаго, кратчайшаго пути

т. е. опять таки по перпендикуляру или нормали къ изобарѣ въ разсматриваемомъ случаѣ, то обыкновенно и считаютъ, что *градиентъ всегда направленъ нормально къ изобарѣ*.

Такимъ образомъ въ барометрическомъ максимумѣ, если бы не было никакихъ осложняющихъ обстоятельствъ, подѣ дѣйствию одной



Черт 112 Горизонтальныя сѣченія нагрѣтаго столба воздуха поверхностями уровня.

только силы тяжести массы воздуха двигались бы перпендикулярно къ изобарамъ и отъ центра къ периферіи, въ минимумѣ, — наоборотъ, — движение, нормальное къ изобарамъ, совершалось бы отъ периферіи къ центру.

При возникновении конвекціи въ разсмотрѣнномъ случаѣ получается, следовательно, циркуляція, состоящая въ томъ, что массы воздуха будутъ подниматься вверхъ въ одной своей половинѣ, затрачивая энергію на работу поднятія (противъ силы тяжести), и опускаться въ другой половинѣ до

прежняго уровня, приобретающая теперь кинетическую энергію за счетъ силы тяжести. Ясно, что, когда совершившая такую циркуляцію масса воздуха вернется въ первоначальное свое положеніе, запасъ энергіи ея не измѣнится если не существовало тренія или вообще энергія при такой циркуляціи не тратилась на преодоленіе вѣтрянныхъ сопротивленій. Циркуляція при этомъ условіи могла бы совершаться безъ

затраты энергии, как только движущаяся масса воздуха получила начальный импульс, приведший их в движение. Вся энергия, нужная для поддержания при обычных в атмосфере условиях возникшей циркуляции, расходуется главным образом на преодоление трения или других вредных сопротивлений, такой циркуляции противодействующих. Далее будет впрочем указано, что уже и сама атмосфера обладает известною устойчивостью и стремится всегда выравнивать возникшия в ней тем или иным путем возмущения и уничтожить образовавшуюся циркуляцию.

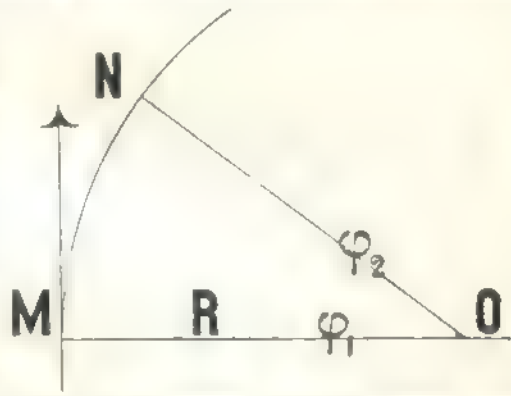
68. **Силы, деформирующія возникшее движение.** Кроме силы тяжести, которая предполагалась до сих пор единственным факторомъ, дѣйствующимъ въ возникающемъ круговоротѣ, на земной поверхности приходится считатьъ еще съ отклоняющею силою отъ вращения земли около оси и съ треніемъ воздушныхъ массъ о неподвижную (относительно) поверхность земли и другъ о друга.

Если некоторая масса движется вообще равномерно по окружности радиуса R , напр. на земной поверхности вдоль меридіана, со скоростью v , то пространство, пройденное ею въ течение времени t , будетъ tv . Выражая пройденный путь черезъ радиусъ и уголъ, на который перемѣстилась масса, можно написать

$$s = tv = R(\varphi_2 - \varphi_1),$$

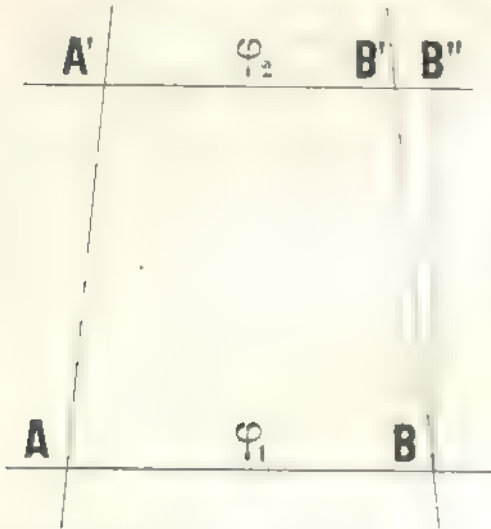
гдѣ φ_1 и φ_2 параллели начала и конца пути (черт. 113).

Пусть теперь масса движется вдоль меридіана AA' (черт. 114) по земной поверхности, вращающейся около оси съ угловою скоростью ω ; за время t эта масса перейдетъ отъ параллели φ_1 къ φ_2 . Но за это время земля повернется на уголъ ωt , и меридіанъ AA' приметъ положеніе BB' ; масса A должна была бы попасть въ B' . Но, переходя отъ φ_1 къ φ_2 т. е. отъ точекъ, имѣющихъ большую линейную скорость, къ точкамъ, имѣющимъ меньшую, и сохраняя по инерціи приобретенную вмѣстѣ съ землею поверхность скорость и направленіе въ пространствѣ, она будетъ стремиться



Черт. 113 Выраженіе скорости черезъ дугу и радиусъ.

двигаться параллельно AA' и через время t очутится въ B' . Движеніе массы, слѣдовательно, будетъ въ дѣйствительности та-



Черт. 114 Отклоняющее дѣйствіе земного вращенія на движеніе по земной поверхности.

ково, какъ будто бы къ движущей по меридіану BB' силѣ прибавилась еще другая сила $B'B''$ (отклоняющая сила вращенія земли), заставляющая пройти точку разстояніе $B'B''$ за время t . Чтобы опредѣлить окончательный путь рассматриваемой массы, необходимо опредѣлить отклоняющее дѣйствіе $B'B''$ вращенія земли на нее.

Такъ какъ радіусъ параллельнаго круга φ_1 равенъс радіусу экватора R , умноженному на $\cos \varphi_1$, то $AB = R \omega t \cos \varphi_1$ и $A'B' = R \omega t \cos \varphi_2$.

Такъ какъ, далѣе,

$$B'B'' = A'B'' - A'B' = AB - A'B',$$

$$\text{то } B'B'' = R \omega t (\cos \varphi_1 - \cos \varphi_2) = -2 R \omega t \sin \frac{\varphi_2 + \varphi_1}{2} \sin \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2}.$$

Для небольшого промежутка времени t широты очень мало намѣняются; поэтому синусъ разности угловъ можно замѣнить разностью самыхъ угловъ, а $\sin \frac{\varphi_2 + \varphi_1}{2}$ принять равнымъ $\sin \varphi$, полагая $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi$. Тогда

$$B'B'' = R \omega t \sin \varphi (\varphi_2 - \varphi_1).$$

Подставивъ вмѣсто $R (\varphi_2 - \varphi_1)$ равную ему величину v , получимъ

$$B'B'' = \omega v t^2 \sin \varphi = S,$$

— пространство, пройденное массой за время t по направленію $A'B''$. Но, зная пространство, не трудно опредѣлить величину самой движущей силы — f , которая пропорціональна ускоренію, т. е. $f = Mg$; а $S = \frac{1}{2} g t^2$, какъ извѣстно изъ физики. Принявъ массу за 1 киллограммъ, имѣемъ:

$$f = g = 2 s : t^2 = 2 \omega v \sin \varphi.$$

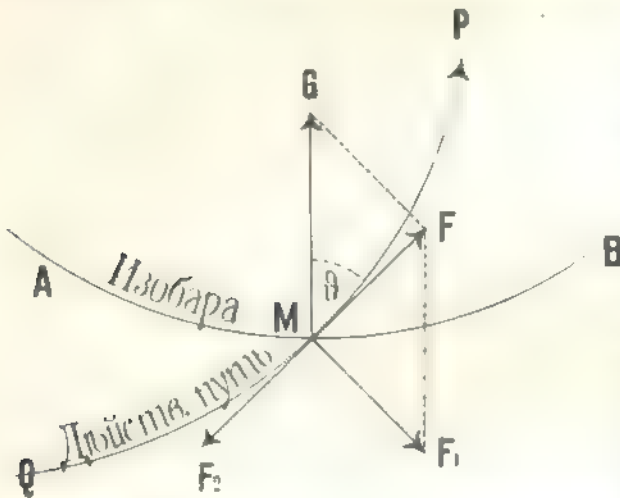
Разсмотрѣнный выше случай относится къ тѣлу, движущемуся по меридіану въ сѣверномъ полушаріи. Если движеніе совершается не по меридіану, ходъ разсужденій ¹⁾ останется совершенно тотъ-же. Такимъ образомъ движущееся тѣло въ сѣверномъ полушаріи всегда стремится, вследствие вращенія земли, отклониться *вправо* отъ первоначальнаго направленія. Въ южномъ полушаріи, какъ не трудно убѣдиться, тоже вращеніе земли всегда будетъ стремиться отклонить движущееся тѣло *влево* отъ первоначальнаго направленія.

Перехѣщаясь при нарушеніи равновѣсія, массы воздуха испытываютъ затѣмъ треніе о земную поверхность, если онѣ движутся надъ нею, или о сосѣдніе неподвижныя или движущіяся съ другими скоростями слои воздуха. Треніе это уменьшаетъ скорость возникшаго движенія; энергія движенія, очевидно, расходуется на сообщеніе движенія этимъ сосѣднимъ, неподвижнымъ массамъ воздуха, между которыми происходитъ движеніе, или на образование вихрей и превращеніе въ теплоту, если движущаяся масса испытываетъ треніе о неподвижную относительно поверхность земли. По Гюльбергу и Мону при тѣхъ скоростяхъ, съ которыми приходится имѣть дѣло въ атмосферѣ, *треніе можно считать пропорціональнымъ скорости движенія*. Коэффициентъ пропорциональности мѣняется въ зависимости отъ температуры движущихся и неподвижныхъ массъ и, кромѣ того, весьма сильно зависитъ отъ поверхности, о которую происходитъ треніе; онъ оказывается весьма малымъ для ровной, гладкой поверхности океановъ (по Мону $k = 0,00002$) и значительно возрастаетъ на сушѣ. — особенно въ лѣсистой, пересѣченной мѣстности (по Мону для Норвегии $k = 0,000085$ т. е. слишкомъ въ 1 разъ превышаетъ предыдущую величину).

69. Вихревое движеніе массъ воздуха. Для того, чтобы нарисовать себѣ теперь действительную картину того движенія, которое должно возникнуть въ атмосферѣ при нарушеніи въ ней равновѣсія подъ совокупнымъ вліяніемъ силы тяжести, отклоняющаго дѣйствія вращенія земли и тренія, допустимъ, что имѣется совершенно установившееся движеніе воздушныхъ массъ на земной поверхности, когда, слѣдовательно, единица массы воздуха движется съ совершенно равномерною скоростью v . На черт. 115 представлена изобразя АМВ и путь РМЦ, по которому движется масса

¹⁾ Въ этомъ случаѣ при выводѣ формулы вмѣсто R , если движеніе совершается подъ угломъ α къ меридіану, войдетъ величина $R \cos \alpha$

воздуха; последний можно разсматривать в точке М—как прямую MF, касательную къ кривой PQ и составляющую съ градиентомъ MG уголъ ϑ .



Черт. 115. Дѣйствительное движеніе воздушной массы на земной поверхности при нарушении равновѣсія

Дѣйствительное направленіе движенія MF является результатомъ дѣйствія кромѣ градиента еще тренія съ одной стороны и съ другой—отклоняющей силы вращенія земли, которую можно представить приложенною въ точкѣ М и дѣйствующею перпендикулярно

къ дѣйствительному движенію — MF_1 . Такъ какъ

движущаяся масса находится подъ непрерывнымъ дѣйствіемъ движущей силы, то она должна была бы двигаться равномерно ускоренно; если же движеніе равномерно, то, очевидно, вся движущая сила въ направленіи MF тратится на преодоленіе препятствій. Такимъ препятствіемъ является только треніе о земную поверхность и о неподвижныя массы воздуха; какъ сила, противодѣйствующая движенію, оно можетъ быть представлено въ видѣ силы $MF_2 = MF$, приложенной въ точкѣ М и направленной въ сторону, противоположную MF. Такъ какъ треніе пропорціонально скорости, то

$$MF_2 = kv,$$

гдѣ k — коэффициентъ тренія. Но, какъ видно изъ чертежа 115,

$$MF_2 = MF = MG \cos \vartheta = a \frac{dp}{dl} \cos \vartheta = kv$$

и

$$MF_1 = a \frac{dp}{dl} \sin \vartheta = 2 \omega v \sin \varphi.$$

Взявъ отношеніе $\frac{MF_1}{MF_2}$, получимъ

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{2 \omega v \sin \varphi}{kv} = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}.$$

Такъ какъ v въ окончательное выраженіе, представляющее направ-

леніе перемѣщенія воздушныхъ массъ. не вошло, то при установившемся движеніи воздухъ движется, значить, по траекторіямъ, не зависящимъ отъ скорости движенія, а зависящимъ только отъ угловой скорости вращенія земли, широты мѣста и коэффициента тренія.

Если имѣемъ движеніе не установившееся, то выраженіе для направленія дѣйствительнаго перемѣщенія будетъ сложнѣе. Въ этомъ случаѣ по направленію MF къ силѣ, преодолевающей треніе, присоединяется еще сила, сообщающая ускореніе или замедленіе движенія, поэтому MF превратится въ

$$MF = a \frac{dp}{dt} \cos \theta = kv \pm c;$$

здесь знак $+$ соответствуетъ ускоряющемуся, знак $-$ замедляющемуся движенію. Такъ какъ далѣе при криволинейномъ движеніи всегда возникаетъ центробѣжная сила, величина которой пропорциональна квадрату скорости и обратно пропорциональна радиусу кривизны, то MF_1 , при прямолинейномъ движеніи равное $2 \omega v \sin \varphi$, при криволинейной траекторіи превратится для каждаго килограмма воздуха въ

$$MF_1 = 2 \omega v \sin \varphi \pm \frac{v^2}{\rho},$$

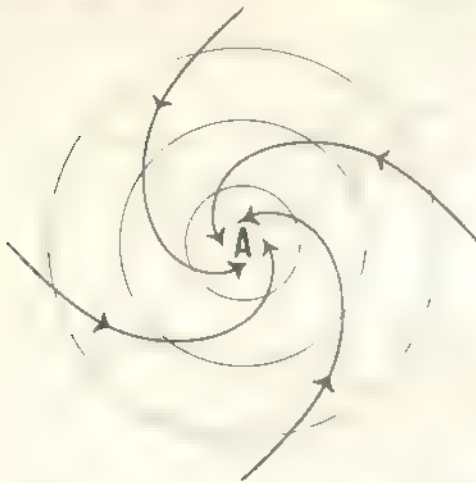
гдѣ ρ радиусъ кривизны траекторіи, а знаки $+$ или $-$ зависятъ отъ траекторіи и расположенія центра давленія относительно ея. Въ самомъ дѣлѣ для случая, изображеннаго на черт. 115, не трудно убѣдиться, что центробѣжная сила криволинейнаго движенія по траекторіи PQ , стремящаяся двигать тѣло M по касательной MF , дѣйствуетъ въ одну сторону т. е. суммируется съ отклоняющею силой MF_1 . Въ окончательномъ видѣ формула, опредѣляющая направленіе движенія, для разсматриваемаго случая будетъ:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{2 \omega v \sin \varphi \pm \frac{v^2}{\rho}}{k v \pm c}.$$

Величина ρ т. е. радиусъ кривизны траекторіи обыкновенно (за исключеніемъ тропическихъ штормовъ) довольно большая и траекторіи имѣютъ вообще малую кривизну, а потому $\frac{v^2}{\rho}$, какъ величину малую, можно откинуть. Величина c , — ускоряющая или замедляющая движеніе, играетъ существенную роль только въ моментъ возникновенія движенія, а по мѣрѣ удаленія отъ центра возмущенія можно принять ее за 0. Тогда

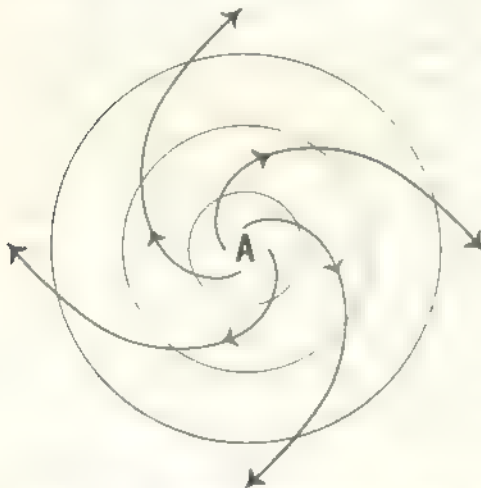
$$\operatorname{tg} \theta = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}.$$

Въ послѣдней формулѣ ω , — угловая скорость вращенія земли. — постоянная; если $\sin \varphi$ и коэффициентъ тренія k — значительно не мѣняются, то можно принять, что $\text{tg} \delta = A$ т. е. постоянной величиной. Последнее уравненіе представляетъ уравненіе логарифмической спирали.



Черт. 116. Движеніе массъ воздуха въ области пониженнаго давленія

Предположимъ, что въ A (черт. 116) находится центр области пониженнаго давленія; подъ влияніемъ всей совокупности дѣйствующихъ силъ массы воздуха будутъ въ этомъ случаѣ двигаться отъ периферіи къ центру не по направленію градиентовъ т. е. радиусовъ, а по логарифмическимъ спиралямъ, составляющимъ постоянные углы съ направлениемъ градиента. Прочертить эти кривыя, получимъ въ северномъ полушаріи движеніе



Черт. 117. Движеніе массъ воздуха въ области повышеннаго давленія.

воздуха къ центру слабого давленія по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ. Въ томъ случаѣ, когда имѣемъ въ центрѣ высокое давленіе, понижающееся къ периферіи (черт. 117), воздухъ долженъ растекаться отъ этого центра во всѣ стороны по спиралямъ, раскручиваясь по часовой стрѣлкѣ. Въ южномъ полушаріи, если принять во вниманіе направленіе отклоняющей силы вращенія земли, спирали эти будутъ въ случаѣ слабого давленія въ центрѣ закручиваться къ центру по часовой стрѣлкѣ, въ случаѣ высокаго давленія въ центрѣ онѣ будутъ раскручиваться обратно часовой стрѣлкѣ.

Наблюдения подтверждают эти теоретическія соображенія, какъ увидимъ далѣе: вѣтеръ, являющійся результатомъ перемѣщенія массъ воздуха, не совпадаетъ съ направлениемъ градиента. Для сѣвернаго полушарія изслѣдованіями Бюйсь-Балло эмпирически, на основаніи только наблюдений, установленъ законъ: *если встать по направленію вѣтра лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ, центръ низкаго давления всегда будетъ впереди влѣво, центръ высокаго давления—всегда вправо и позади наблюдателя.*

При нарушеніи равновѣсія въ возникшемъ вихревомъ движеніи долженъ существовать восходящій потокъ въ центрѣ пониженнаго давления, нисходящій потокъ въ центрѣ повышеннаго давления. Анализъ показываетъ однако, что такія вертикальныя движенія массъ воздуха должны имѣть мѣсто не только въ центрѣ вихря, но и на значительномъ отъ него разстояніи.

Представимъ себѣ, что имѣется вихрь съ совершенно правильными круговыми изобарами, какъ на черт. 118. Пусть на разстояніи R_1 отъ центра вихря массы воздуха двигаются въ горизонтальномъ направленіи со скоростью V_1 , приближаясь къ нему. При дальнѣйшемъ движеніи эти массы воздуха, приближаясь къ центру вихря, чтобы помѣститься на постепенно суживающихся площадяхъ, должны увеличивать скорость своего движенія. Пусть чрезъ нѣкоторое время онѣ достигли разстоянія R_2 ; очевидно, что скорость движенія этихъ массъ должна быть теперь большая, если $R_2 < R_1$, и изъ V_1 она превратится въ нѣкоторую V_2 такую, что $V_2 > V_1$.

Въ самомъ дѣлѣ, чрезъ поверхность вертикальнаго цилиндра радиуса R_1 и высоты h въ единицу времени при скорости V_1 пройдетъ количество воздуха

$$Q_1 = 2 \pi R_1 h V_1.$$

Если масса эта имѣетъ, какъ пока предполагается, только одно горизонтальное движеніе, то чрезъ цилиндръ радиуса R_2 , чтобы не происходило накопленія воздуха на этой второй окружности, она должна пройти въ единицу времени со скоростью V_2 такую, чтобы было

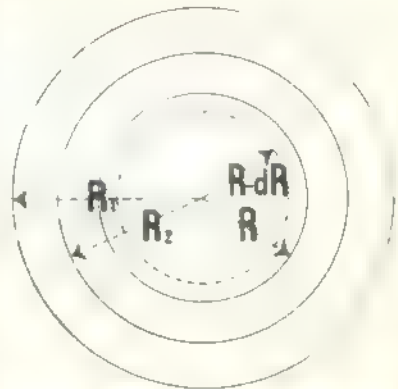
$$Q_2 = 2 \pi R_2 h V_2 = Q_1,$$

или

$$R_1 V_1 = R_2 V_2,$$

откуда наконецъ

$$V_1 : V_2 = R_2 : R_1,$$



Черт. 118. Схема для объясненія вертикальной составляющей при конвекціи.

т. е. горизонтальные скорости движения массъ воздуха должны расти обратно пропорционально разстоянiямъ отъ центра.

На самомъ дѣлѣ скорости V не могутъ расти такъ быстро вслѣдствіе инерціи массъ воздуха, ихъ вязкости и ихъ тренія о земную поверхность или о соедѣнне спокойные слои воздуха. Наблюдения показываютъ, что въ тѣхъ вихревыхъ системахъ, которыя наблюдаются на земной поверхности, горизонтальные скорости съ приближеніемъ къ центру дѣйствительно не растутъ обратно пропорционально разстоянiямъ, а мѣняются гораздо медленнѣе. Потому массы воздуха, чтобы не существовало его накопленія, должны искать себѣ исхода по другому вертикальному направленію, что должно вести къ возникновенію вертикальныхъ слагающихъ движеніи не въ центрѣ только, а и на всей поверхности, занимаемой вихремъ.

Пусть масса воздуха отъ поверхности цилиндра радиуса R (черт. 118), которую она проходить съ горизонтальною скоростью V_1 , переходитъ къ поверхности цилиндра съ радиусомъ $R = dR$, не измѣняя значительно скорости V . Въ единицу времени чрезъ поверхность перваго цилиндра проходило количество воздуха

$$Q = 2 \pi R h V_1$$

чрезъ поверхность второго за то же время можетъ пройти только меньшее количество

$$Q_1 = 2 \pi (R = dR) h V.$$

Очевидно, что количество воздуха

$$Q = Q_1 = 2 \pi dR h V = q$$

при той же скорости V не успѣетъ пройти чрезъ второй, меньшаго радиуса цилиндръ и должно найти себѣ исходъ куда-либо въ сторону. Такъ какъ массы воздуха притекаютъ къ центру со всѣхъ сторонъ въ горизонтальномъ направленіи, то единственный возможный исходъ для количества воздуха q — только въ вертикальномъ направленіи.

Не трудно рассчитать и скорость этого восходящаго движенія или такъ называемую *вертикальную слагающую*. Въ самомъ дѣлѣ, если чрезъ w назовемъ эту вертикальную скорость движенія, то

$$q = 2 \pi \cdot dR \cdot h \cdot V = 2 \pi \cdot dR \cdot R \cdot w,$$

ибо при скорости w количество воздуха q должно пройти въ единицу времени въ вертикальномъ направленіи чрезъ поверхность, длина которой есть $2 \pi R$, а ширина— dR . Но тогда

$$h V = R w,$$

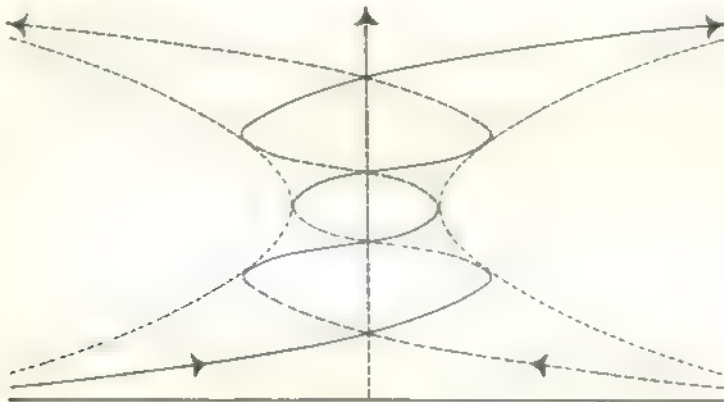
или, полагая высоту цилиндра h равною единицѣ,

$$w = \frac{V}{R}.$$

Теорія показываетъ, слѣдовательно, что *вертикальная слагающая движенія тѣмъ больше, тѣмъ больше горизонтальная скорость V и тѣмъ меньше радиусъ окружности R . пересѣкаемой массой воздуха* ¹⁾.

¹⁾ Прѣзъ интересно въ дополненіе къ сказанному сдѣлать, что въ барометрическихъ минимумахъ гидродинамика теоретически 113 возникшей цир-

Разсмотрѣнные законы движенія массъ воздуха, циркулирующихъ около центра вихря, опредѣляютъ тотъ путь, который должна пройти каждая частица воздуха подъ совокупнымъ дѣйствіемъ всѣхъ силъ, пмѣющихся на ней на земной поверхности. Въ томъ случаѣ, когда вблизи земной поверхности полчается область пониженнаго давленія, массы воздуха должны въ дѣйствіе вертикальныхъ слагающихся, описывать приближаясь къ центру вихря, *спирали, постепенно повышающіяся къверху* (черт. 119), и, *описавъ вокругъ центра вихря одинъ или нѣсколько завитковъ спирали, они должны*



Черт. 119. Дѣйствительный путь воздушныхъ массъ въ области пониженнаго давленія

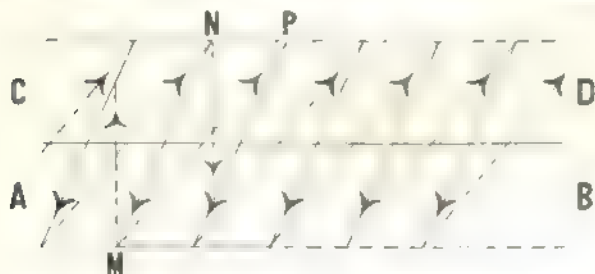
восходящимъ потокомъ вышестись наверху отъ центра къ периферіи. Въ области барометрическаго максимума, лежащаго у земной поверхности, совершенно такимъ же образомъ должно существовать нисходящее движеніе по всей его поверхности, заставляющее массы воздуха описывать постепенно опускающіяся кверху спирали.

Этотъ путь, проходимый массами воздуха въ разсмотрѣнныхъ вихревыхъ системахъ, опредѣляетъ и тотъ обликъ погоды, который должна эта последняя принять при возникновеніи такихъ вихревыхъ системъ. Восходящее движеніе массъ воздуха въ барометрическомъ минимумѣ немедленно вызоветъ адиабатическое пониженіе температуры въ этихъ массахъ со всеми, сопровождающими охлажденіе, явленіями, увеличеніемъ влажности, конденсаціею паровъ и

кумуляціи опредѣлить наибольшую скорость восходящаго потока въ 0,16 м. въ сек. если принять коэффициентъ тренія равнымъ 0,0008. Для барометрическаго максимума теорія эта даетъ совершенно въ ограниченно большія скорости нисходящаго движенія.

осадками. Нисходящий поток въ барометрическомъ максимумѣ долженъ наоборотъ сопровождаться адиабатическимъ нагрѣваніемъ опускающихся массъ воздуха, а слѣдовательно и удаленіемъ ихъ отъ насыщения водяными парами.

Совершенно особый случай конвекціи представляютъ собою вихри съ горизонтальной осью. Этотъ типъ конвекціи возникаетъ тогда, когда нарушающая равновѣсіе атмосферы причина дѣйствуетъ на протяженіи длинной, но сравнительно узкой полосы. Пусть, въ самомъ дѣлѣ, температура полосы АВ будетъ выше, чѣмъ температура полосы CD (черт. 120). Этого достаточно для нарушения



Черт. 120. Схема конвекціи съ горизонтальной осью; непрерывныя линіи — линіи течения воздуха, указывають вверхъ.

равновѣсія въ массѣ воздуха надъ АВ и CD: совершенно такимъ же образомъ, какъ раньше, найдемъ, что результатомъ этого случая будутъ градиенты, внизу направленные отъ CD къ АВ, вверху отъ АВ къ CD. Если

конвекція распространилась только на небольшой толщины слой воздуха, то уголъ, составляемый дѣйствительнымъ направлениемъ возникшаго движенія съ градиентомъ, и вверху, и внизу будетъ близко одинаковъ, и возникшая циркуляція будетъ происходить въ одной вертикальной плоскости. Массы воздуха будутъ внизу двигаться отъ CD къ АВ, надъ АВ онѣ будутъ подниматься вверхъ, наверху перемищаться отъ АВ къ CD, чтобы здѣсь снова опуститься внизъ. Но то будетъ, если конвекція въ этомъ случаѣ захватитъ достаточно толстый слой атмосферы. Съ удаленіемъ отъ земной поверхности и уменьшеніемъ плотности воздуха коэффициентъ тренія быстро уменьшается: поэтому уголъ ϑ , составляемый направлениемъ движенія съ градиентомъ, который опредѣляется формулой

$$\text{tang } \vartheta = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}$$

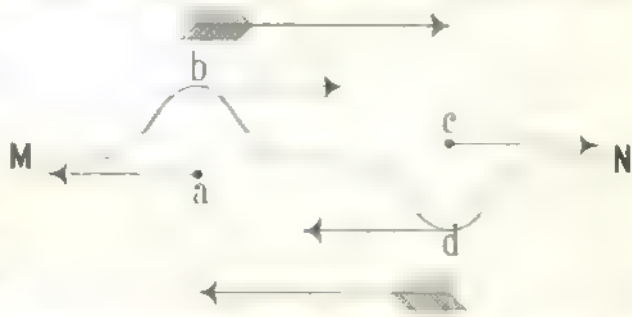
вверху будетъ значительно больше, чѣмъ внизу. Тогда массы воздуха внизу будутъ двигаться по линіямъ NM, составляющимъ меньшій уголъ съ направлениемъ градиента, а вверху по линіямъ NP, составляющимъ съ градиентомъ большій уголъ, и будутъ описывать спирали вокругъ горизонтальной оси, параллельной АВ и

CD. Этотъ случай конвекціи даетъ, слѣдовательно, *вихревое движеніе съ горизонтальной осью*. Изобары въ этомъ случаѣ, очевидно, будутъ прямыя линіи, параллельныя АВ и CD.

70. **Причины возникновенія вихревыхъ системъ** До сихъ поръ разсматривалось конвекціонное движеніе массъ воздуха, возникшее вслѣдствіе мѣстнаго, тѣсно ограниченнаго термическаго нарушенія равновѣсія; нагрѣваніе или охлажденіе предполагалось въ тонкомъ вертикальномъ столбѣ воздуха. Но совершенно такимъ же образомъ возникнетъ конвекціонное движеніе, если повышение или пониженіе температуры распространятся на районы болѣе значительныхъ размѣровъ; законы, опредѣляющіе конвекціонный потокъ, будутъ тѣже самыя.

Нагрѣваніе или охлажденіе — не единственная однако причина, могущая вызвать образованіе вихревого движенія, подобнаго разсматриваемому вы-

ше. Упоминалось уже, когда была рѣчь объ образованіи облаковъ (стр. 171), что при возникшемъ движеніи массъ воздуха въ мѣстѣ ихъ сопряженія съ неподвижными слоями



Черт. 121 Зарожденіе вихря на границѣ двухъ воздушныхъ потоковъ.

или съ слоями, движущимися въ другомъ направленіи или съ другою скоростью, всегда возможно образованіе язычковъ, струй или вихрей. Въ самомъ дѣлѣ, когда двѣ срединныя въ самомъ общемъ случаѣ движутся по различнымъ направленіямъ, составляющимъ между собою нѣкоторый уголъ, и съ различными скоростями, достаточно ничтожнѣйшихъ причинъ для образованія вихревого движенія. Если происходитъ напр., какъ на черт. 121, движеніе двухъ слоевъ воздуха въ противоположныя стороны, указанныя стрѣлками, то при малѣйшемъ вздутіи или выпучиваніи одной среды въ другую возникаетъ пара силъ, какъ въ а и b или с и d, производящихъ скручиваніе образовавшагося вздутія. Образовавшійся такимъ образомъ элементарный вихрь, сообщая частицамъ среды, имъ захваченнымъ, вращательное движеніе, заставляя ихъ удаляться, вслѣдствіе центробѣжной силы, отъ начальнаго пункта и этимъ самымъ создаетъ силы, всасывающія соседнія массы среды въ центральную

его часть. Если такой вихрь достаточной силы образовался въ воздухѣ съ осью, направленною по вертикали, онъ приведетъ выше и ниже его лежащія слои въ циркуляционное движеніе, совершенно сходное съ тѣмъ, которое получается въ случаѣ нагрѣванія.

Точно также не термическимъ, а чисто динамическимъ путемъ можетъ возникнуть и барометрическій максимумъ. Если какимъ либо путемъ въ болѣе высокихъ слояхъ возникъ стокъ массъ воздуха, направленный въ нѣкоторую определенную часть атмосферы, и если этотъ стокъ поддерживается въ теченіе нѣкотораго, болѣе или менѣе продолжительнаго времени, этого уже достаточно, чтобы здѣсь, въ этой части атмосферы зародился барометрическій максимумъ. Дѣйствительно, появившаяся масса воздуха при продолжающемся упорно стока, притекая непрерывно по верху, гдѣ коэффициентъ тренія сравнительно малъ, вызоветъ здѣсь накопленіе воздуха: ибо образовавшійся внизу оттокъ воздуха всегда будетъ проходить вълѣдствіе большаго у поверхности земли тренія, медленнѣе, чѣмъ притокъ наверху. Такимъ образомъ притокъ воздуха наверху долженъ здѣсь преобладать надъ оттокомъ внизу давленіе внизу подъ мѣстомъ стока вълѣдствіе этого должно увеличиться, образуя типичную область барометрическаго максимума, но не гермическаго, а динамическаго происхожденія.

Такимъ образомъ могутъ возникнуть *чисто динамическимъ путемъ* вихревыя системы, и есть много оснований, какъ увидимъ далѣе думать, что эгичъ именно путемъ возникаетъ рядъ очень разнообразныхъ конвекціонныхъ явленій.

Само собою разумѣется, что, хотя общій внѣшній обликъ конвекціи въ этихъ послѣднихъ случаяхъ останется сходнымъ съ конвекціонными движеніями, возникшими термическимъ путемъ, но въ деталяхъ могутъ наблюдаться существенныя отклоненія отъ набросанной выше схемы. Наблюденія дѣйствительно и показываютъ, что тамъ, гдѣ конвекція — результатъ динамическихъ причинъ, такія отклоненія отъ данной выше схемы всегда имѣются на лицо.

Разсмотрѣнными выше случаями исчерпываются типичныя формы конвекціи, наблюдаемая на земной поверхности. Оказывается такимъ образомъ, что *всегда и неизбежно нарушеніе равновѣсія въ земной атмосферѣ ведетъ къ образованію вихревыхъ движеній*. Когда придется, слѣдовательно, детально изучать отъ цнне случаи конвекціи, должно потому заранѣе уже ожидать, что встрѣтимся съ одной изъ разсмотрѣнныхъ формъ вихревыхъ движеній. Конвекція приметъ форму или типическаго *визря съ вертикальною осью*. — какъ въ случаѣ барометрическаго минимума или максимума; или же

она будет представлять собою характерный тип *вихря съ горизонтальною осью*.

71. Идеи В. Томсона, Бьеркнесса и Сандштрема относительно механизма конвекции. Механизм конвекция, схематически обрисованный на предыдущих страницах въ своихъ главнѣйшихъ, существеннѣйшихъ чертахъ простыми формулами и соображеніями (въ разработкѣ Гюльберга и Мона), не исчерпываетъ вполне однако дѣла, когда особенно возникаютъ дальнѣйшіе вопросы о самихъ силахъ, вызвавшихъ или деформировавшихъ возникшее конвекціонное движеніе. Значительно болѣе опредѣленно рисуется картина этихъ движеній въ жидкой или газообразной средѣ, когда къ изслѣдованію ихъ принимаются методы высшаго математическаго анализа. Современные курсы гидродинамики обычно уже и рассматриваютъ вихревое движеніе жидкости или газа—какъ одинъ изъ важнѣйшихъ отдѣловъ этой дисциплины.

Особенно изящно и плодотворно рисуется механизмъ конвекціонныхъ движеній при примѣненіи къ его изслѣдованію идеи, впервые предложенной В. Томсономъ (лордомъ Кельвиномъ), а затѣмъ болѣе широко и детально развитой Бьеркнессомъ, Сандштремомъ и другими, работавшими въ этомъ направленіи. Само собою разумѣется, что въ книгѣ, подобной настоящему курсу, нѣтъ возможности съ достаточной полнотой изложить эти идеи. Но именно потому, что идеи эти позволяютъ достаточно глубоко прослѣдить нѣкоторыя наиболѣе важныя стороны механизма конвекции, не позволительно было бы и здѣсь хотя икратить не попытаться въ возможно простой, элементарной формѣ изложить существеннѣйшія черты, такъ выгодно отличяющія эти идеи и позволяющія расширить тотъ горизонтъ, который опредѣлялся уже изъ предыдущихъ страницъ.

В. Томсонъ, исходя изъ математическаго понятія о циркуляціи нѣкоторой среды¹⁾, рассматриваетъ въ образовавшемся вихревомъ движеніи силы, это движеніе вызвавшія и сообщающія движущимся массамъ тѣ ускоренія, которыя необходимы для его возникновения и поддержанія. Представимъ себѣ въ движущейся средѣ рядъ частицъ даннаго вещества, образующихъ замкнутую кривую произвольной формы, и будемъ рассматривать проекцію скорости на касательную къ этой кривой въ какой-либо ея точкѣ. *Циркуляціею данной кривой*, по В. Томсону, принято называть интегралъ $\int u \, ds$ (т. е. въ сущности—сумму такихъ проекцій u), распространенный на всю эту кривую. Измѣненіе этой циркуляціи за нѣкоторый элементъ времени опредѣляется тѣми слагающими ускореній по направленію рассматриваемаго движенія, которыя будутъ сообщены частицамъ среды силами, вызвавшими или деформировавшими движеніе. А силы эти будутъ: градиентъ давленія, отклоняющая сила земнаго вращенія, треніе; силу тяжести при этомъ въ расчетъ принимать не приходится, такъ какъ для этой послѣдней работа, совершаемая при перемѣщеніи по замкнутой кривой, равна нулю. Для изученія возникшей циркуляціи необходимо изслѣдовать слагающія ускореній этихъ силъ по направленію циркуляціи. Составивъ выраженія для всѣхъ этихъ ускореній, возможно анализиро-

¹⁾ Я оставляю, конечно, какъ уже сказано, совершенно въ сторонѣ математическую основу даннѣйшихъ разсужденій—стольки интересующую въ курсамъ въклетчатнаго анализа—сли бы книжка Артура-де-Ленба, d. kosm. Phys., гдѣ изложены кратко, но достаточно ясно эти основы.

вать уже какъ самыя силы, вызвавшія или деформировавшія движеніе, такъ и тѣ измѣненія, которыя въ нихъ могутъ произойти за время циркуляціи.

Отклоняющая сила земного вращенія и треніе — силы *пассивныя*, измѣняющія только уже возникшее движеніе, но *совершенно не могущія его вызвать*. Силою, въ собственномъ смыслѣ этого слова, дающею начало движенію и его поддерживающею, является только градиентъ давленія. Возможно — полный анализъ этой силы и представляетъ главнѣйшій интересъ въ изученіи конвекціоннаго движенія.

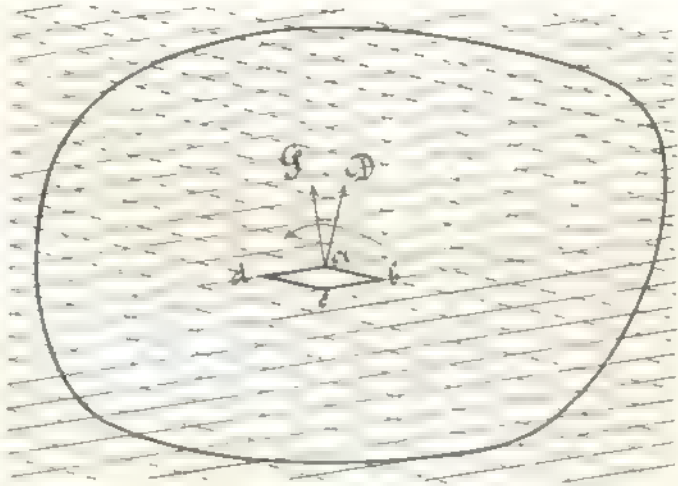
Ускореніе, развиваемое движущеюся средою подъ дѣйствіемъ градиента давленія, выражается интеграломъ отношенія между приращеніемъ давленія на единицу поверхности (на 1 м.²) между двумя перпендикулярными къ разсматриваемой кривой поверхностями, отстоящими на единицу длины (1 м.), и массой единицы объема. Такъ какъ масса единицы объема можетъ быть замѣнена обратной ей величиною ν удѣльнаго объема (объемъ единицы массы), то это ускореніе представится окончательно въ видѣ интеграла — $\int \nu dp$ ¹⁾. Величину этого интеграла легко вычислить путемъ, указаннымъ Бьеркнесомъ. Въ самомъ дѣлѣ, этотъ интегралъ будетъ сумма всѣхъ произведеній изъ удѣльнаго объема на приращеніе давленія на 1 м.² въ столбѣ воздуха съ высотой въ 1 м. Если известно это приращеніе давленія, то и удѣльный объемъ воздуха найдется, какъ величина, обратная плотности, какъ только известны температура, давленіе и влажность воздуха.

Проведемъ теперь по всей поверхности, ограниченной разсматриваемою кривою, для которой ищется приращеніе циркуляціи, линіи равныхъ давленій, выраженныхъ, конечно, въ дингахъ на 1 м.² (*изобары*). Вычислимъ также плотности воздуха для различныхъ точекъ разсматриваемой кривой и затѣмъ проведемъ линіи равныхъ плотностей (*изостеры*). Тогда вся разсматриваемая площадь будетъ разбита, если изобары и изостеры не совпадаютъ по направленію, а пересѣкаются между собою, этими линіями на рядъ элементарныхъ (черт. 122) ромбовъ, поверхность которыхъ легко будетъ вычислена. Если какой нибудь изъ такихъ ромбовъ ограниченъ линіями съ давленіями p_1 и p_2 и плотностями δ_1 и δ_2 , то его площадь будетъ $(v_1 - v_2) (p_1 - p_2) = \left(\frac{1}{\delta_1} - \frac{1}{\delta_2}\right) \times (p_1 - p_2)$. Сумма такихъ произведеній будетъ величина искомага интеграла. Такъ какъ, наконецъ, изобары и изостеры можно провести черезъ единицу, то при этомъ условіи площадь такого элементарнаго ромба будетъ единица; а численное значеніе интеграла тогда будетъ равно числу такихъ ромбовъ, помѣщающихся внутри контура разсматриваемой кривой.

Не ограничиваясь какою-либо опредѣленною кривою, можно, какъ показала Бьеркнесъ, то же самое сдѣлать для любой части атмосферы, проводя вѣето

¹⁾ Это выраженіе можно, мнѣ кажется, вывести такимъ образомъ. Ускореніе g , получаемое массою m единицы объема подъ дѣйствіемъ градиента давленія dp , будетъ $g = -\frac{1}{m} dp$ (знакъ минусъ, потому что сила направлена въ сторону убывающаго давленія). Такъ какъ $\frac{1}{m} = \nu$, то $g = -\nu dp$. Наконецъ, — такъ какъ ищется вся сумма такихъ ускореній вдоль цѣлой кривой, придется просуммировать полученные выраженія, т. е. взять интегралъ $G = -\int \nu dp$.

линий равных давлений и равных плотностей (или удельных объемов) изобарных поверхности и поверхности изостерического (равных плотностей). Тогда все рассматриваемое пространство будет при пересечении этих поверхностей заполнено элементарными трубками или *соленоидами*, образованными пересечением двух смежных изобарь и двух смежных изостерь. Число таких соленоидов на некоторой площади, ограниченной проведенною кривою, определит циркуляцию данной части атмосферы. Направление циркуляции всегда, какъ показываетъ исследование, будетъ таково, что воздухъ стремится въ соленоидахъ туда вверху, гдѣ плотность мала, а движется внизъ туда, гдѣ плотность велика. Соленоиды, иными словами, стремятся распределить воздухъ такимъ образомъ, что удельно-тяжелые его слои движутся внизъ, удельно-легкіе — вверхъ. Если, наконецъ, на черт. 122 изобразить градиенты давления направленными перпендикулярно къ изобарамъ въ сторону понижающагося давления, а градиенты плотности — направленными перпендикулярно къ изостерамъ въ сторону убывающихъ плотностей, то циркуляция соленоидовъ всегда направлена въ сторону, показанную стрѣлкою С, — по кратчайшему пути отъ граница плотности къ градиенту давления.



Черт. 122. Вычисление циркуляции по Бьеркнессу; сплошными линиями проведены изобары, пунктиромъ — изостеры

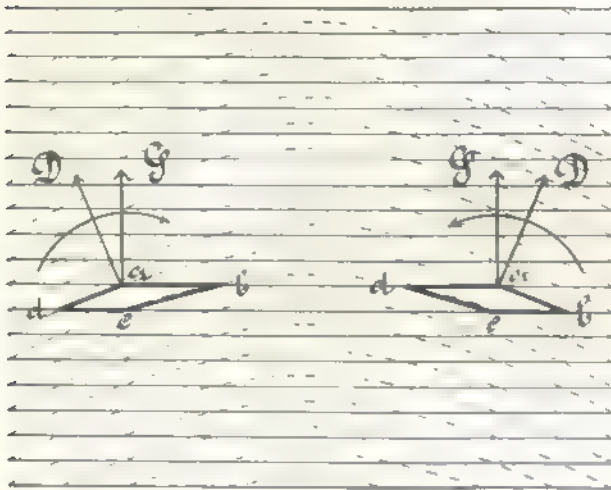
Сандштремъ, въ свою очередь, показалъ, что, подбирая известнымъ образомъ форму кривой, циркуляция которой изучается, можно связать количество соленоидовъ, пересѣкающихъ площадь, ею ограниченную, съ измѣненіями температуры. А въ такомъ случаѣ возможно уже рассчитать несомную величину интеграла, представляющаго въ данномъ случаѣ циркуляцию, по распределенію температуръ.

Не буду далѣе приводить всѣ тѣ выводы, которые слѣдуютъ изъ работъ Бьеркнесса и Сандштрема по отношенію къ механизму конвективныхъ движеній, — тѣмъ болѣе, что идеи эти только недавно еще стали примѣняться къ исследованиямъ этого рода, во первыхъ; а затѣмъ и въ дальнѣйшемъ придется еще возвращаться къ методу Бьеркнесса и Сандштрема. Остановлюсь только еще на одномъ пунктѣ, изъ работъ этихъ вытекающемъ.

Наслѣдованіе методовъ Бьеркнесса и Сандштрема условій, при которыхъ вообще могутъ возникать въ атмосферѣ конвективныя движенія, приводитъ логически къ заключенію относительно *устойчивости атмосферы* и ея стремленія сохранить разъ установившееся состояніе.

Наслѣдованіе методовъ Бьеркнесса и Сандштрема условій, при которыхъ вообще могутъ возникать въ атмосферѣ конвективныя движенія, приводитъ логически къ заключенію относительно *устойчивости атмосферы* и ея стремленія сохранить разъ установившееся состояніе.

Какъ было уже показано въ своемъ мѣстѣ, температура воздуха падаетъ съ высотой значительно медленнѣе, чѣмъ то слѣдовало бы по адиабатическому закону. Поэтому, если масса сухого воздуха будетъ подниматься безъ притока тепла, ея температура будетъ при поднятіи ниже температуры окружающихъ слоевъ. Значить, — въ столбѣ поднимающагося воздуха



Черт. 123. Устойчивость атмосферы: сплошныя лини изобары, пунктирныя — изомеры.

изомеры, какъ соотвѣствующія при низшей температурѣ большей плотности, будутъ вслучены, какъ на черт. 123; а тогда должна возникнуть здѣсь система соленидовъ, противодѣйствующихъ дальнѣйшему поднятію массы воздуха и ослабляющая начавшееся движеніе. Точно также опусканіе воздуха должно парализоваться связаннымъ съ нимъ повышеніемъ температуры. Атмосфера стремится такимъ образомъ, вслѣдствіе указанной причины, сама оказать

сопротивленіе возникающимъ движеніямъ по вертикальному направленію, *воздухъ проявляетъ, слѣдовательно, стремленіе къ устойчивости противъ такого рода перемѣщеній.*

Точно такимъ же образомъ, если возникло въ атмосферѣ такое вихревое движеніе, при которомъ массы воздуха съ одной стороны поднимаются, съ другой опускаются адиабатически взмѣненія температуры въ этихъ массахъ воздуха вызовутъ, такъ же, какъ и въ предыдущемъ случаѣ, появленіе системы соленидовъ, противодѣйствующихъ движенію. Эта система соленидовъ будетъ увеличивать свою мощностъ, пока не доведетъ начавшееся движеніе до полного равновѣсія, т. е. пока приращеніе циркуляціи не сдѣлается равнымъ нулю и движеніе не приобрететъ *стационарный характеръ.*

IX. Вѣтеръ: общій круговоротъ атмосферы.

72. Вѣтеръ: приборы для наблюденія. Неравенство давления атмосферы въ двухъ сосѣднихъ точкахъ земной поверхности вызоветъ, какъ было показано, перемѣщеніе массъ воздуха отъ мѣстъ съ большимъ давлениемъ къ мѣстамъ низшаго давления. Это перемѣщеніе воздуха пазываетъ въ общежитіи *вѣтромъ*

Направление вѣтра при наблюдении всегда определяется тою стороною свѣта, откуда дуетъ вѣтеръ: для обозначения странъ свѣта приняты англійскія обозначенія: окружность горизонта дѣлится обыкновенно на 16 румбовъ. Скорость вѣтра выражается обыкновенно числомъ метровъ въ секунду. Для непосредственнаго измѣренія скорости движенія массы воздуха, переносимыхъ вѣтромъ, прямого средства не существуетъ: объ этой скорости движенія воздуха приходится судить по давленію, которое испытываетъ поверхность, встречающая это движеніе.

Если поставитъ перпендикулярно къ направлению наблюдаемаго потока газа или жидкости нѣкоторую поверхность, то эта поверхность, какъ показываютъ опыты, испытываетъ давленіе, величину котораго можно связать со скоростью движенія потока. Назовемъ чрезъ v скорость движенія массы воздуха, чрезъ t температуру и чрезъ H упругость этого воздуха, намѣряемую давленіемъ барометра. Изслѣдованія Ферреля, проверенныя опытами Ланглея, показали, что *давленіе такого потока на поверхность, равную площади, будетъ вообще пропорционально квадрату скорости или, точнѣе,*—

$$P = 0.00870 \cdot v^2 \frac{H}{1 + 0.004 t \frac{H}{760}}$$

здесь давленіе P выражено въ граммахъ на 1 кв.р. сантиметръ, а v —въ метрахъ въ секунду.

Иногда для измѣренія скорости вѣтра употребляется шкала Бофорта, особенно морская и на картахъ бюллетеней. Здѣсь скорость или сила вѣтра оценивается по 12-балльной системѣ, значеніе этихъ балловъ близко соответствуетъ слѣдующимъ скоростямъ вѣтра въ метрахъ въ секунду.

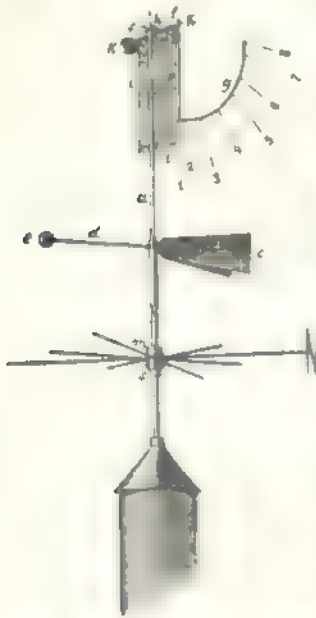
Баллы по Бофорту.	Метры въ секунду	Баллы по Бофорту	Метры въ секунду
0	0— 1	7	12—14
1	1— 2	8	14—16
2	2— 4	9	16—20
3	4— 6	10	20—25
4	6— 8	11	25—30
5	8—10	12	болѣе 30
6	10—12		

Когда нужно взять среднее направленіе вѣтра за нѣкоторый промежутокъ времени, это дѣлаютъ по формулѣ Ламберта. Если обозначить число вѣтровъ, наблюденныхъ по каждому изъ 8 главныхъ румбовъ за этотъ промежутокъ чрезъ N, NE, E, SE, S, SW, W, NW, то среднее направленіе будетъ составлять уголъ, который нужно считать отъ точки N по часовой стрѣлкѣ, такой, что

$$\text{tang } \alpha = \frac{E \cdot W - NE \cdot NW - SE \cdot SW}{N - S + (NE + SE + NW + SW) \cos 45^\circ}$$

Формула легко получается разложениемъ всѣхъ вѣтровъ по 4 основнымъ румбамъ. Чтобы отъ 16 наблюдаемыхъ обыкновенно румбовъ перейти къ 8, достаточно каждый изъ 8 второстепенныхъ распределить поровну между двумя со- сѣдними главными.

Для опредѣленія направленія вѣтра достаточно уже легкаго вымпела, подвѣшеннаго на высокой мачтѣ. При болѣе точныхъ наблюденіяхъ прибѣгаютъ къ флюгеру, состоящему обыкновенно (черт. 124) изъ легкой, свободно вращающейся на вертикальной оси вертикальной же доски *c*, уравновѣшенной такъ, чтобы ея центръ тяжести проходилъ чрезъ ось вращенія. Подъ такою доскою прикрѣпляются 8 прутьевъ, ориентируемыхъ по странамъ свѣта, чтобы наблюдатель по положенію доски между этими прутьями могъ легко опредѣлить направленіе вѣтра. На русскихъ метеорологическихъ станціяхъ перо для большой устойчивости флюгера составляется изъ 2 вертикальныхъ досокъ, помѣщенныхъ подъ небольшимъ угломъ одна къ другой.



Черт. 124 Флюгеръ Вильда

Для измѣренія скорости вѣтра къ флюгеру перпендикулярно прикрѣпляютъ наверху рамку *kg*, въ которой на горизонтальной оси *kk* виситъ за верхній край вторая доска *l* опредѣленныхъ размѣровъ и вѣса: на рамкѣ сбоку имѣются штифты *g* для измѣренія угла, на который эта вторая доска подъ давленіемъ вѣтра отклоняется отъ вертикальнаго положенія. Скорость вѣтра, которая нужна для того, чтобы поднять доску до опредѣленнаго штифта, опредѣляется предварительными опытами.

Болѣе удобнымъ средствомъ для измѣренія скорости вѣтра оказывается анемометръ Робинсона (черт. 125), состоящий изъ 4 чашекъ, насаженныхъ на концы двухъ взаимно перпендикулярныхъ прутьевъ, прикрѣпленныхъ къ свободно вращающейся вертикальной оси; чашки обращены, какъ видно на чертежѣ, выпуклыми сторонами въ одну сторону. Такъ какъ давленіе вѣтра на вогнутую сторону чашекъ всегда больше, чѣмъ на выпуклую, то при какомъ угодно направленіи вѣтра такая система чашекъ всегда начинаетъ вращаться въ одну и ту же сторону; скорость вращенія зависитъ отъ величины давленія и, слѣдовательно, отъ скорости вѣтра. Легкій

счетчикъ, соединенный съ приборомъ, даетъ возможность отсчитать число оборотовъ, дѣлаемое чашками въ единицу времени.

Необходимо, однако, имѣть въ виду, что, измѣряя среднюю скорость вѣтра болѣе надежно, чѣмъ отклоняемая доска флюгера, анемометръ даетъ вообще для скорости вѣтра сглаженные числа. Значительная инерція прибора дѣлаетъ то, что его скорость всегда будетъ отставать отъ дѣйствительной скорости вѣтра, заставляя его вращаться медленно, чѣмъ это должно быть, при возрастаніи, быстрее при затиханіи вѣтра. Поэтому тамъ, гдѣ дѣло идетъ о дѣйствительныхъ, а не среднихъ скоростяхъ вѣтра, простой, отсчитываемый на глазъ флюгеръ съ отклоняемою вѣтромъ вертикальною доскою можетъ быть предпочтительнѣе болѣе удобнаго отиѣчающаго, но инертнаго анемометра.

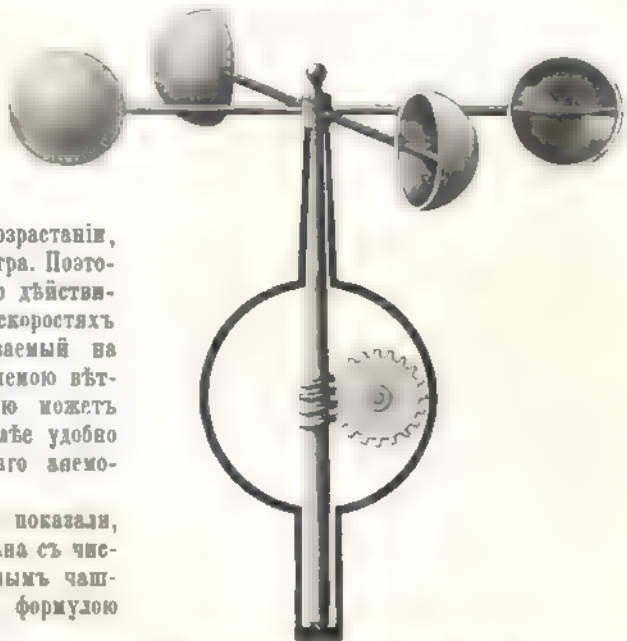
Исслѣдованія Дорандта показали, что скорость вѣтра v связана съ числомъ оборотовъ n , дѣлаемымъ чашками въ единицу времени, формулою

$$v = a + bn + cn^2,$$

гдѣ a , b и c — постоянныя величины. Обыкновенно, опредѣливъ постоянныя эти, по нимъ составляютъ таблицу, въ которой и находятъ по данному и величину v .

При наблюдении вѣтра оказывается, что погода вообще тѣсно связана съ направлениемъ перемѣщенія воздушныхъ массъ: при этомъ не менѣе важную роль, чѣмъ скорость, играетъ еще, конечно, и *повторяемость* вѣтра данного направления. Эта послѣдняя величина просто опредѣляется числомъ случаевъ, когда при наблюдении отиѣчался вѣтеръ данного направления. Нужно, однако, вообще здѣсь замѣтить, что нѣкоторый результатъ, наблюдаемый по дѣйствію вѣтровъ пзвѣстнаго направления, правильнѣе связывать не съ среднею скоростью и не съ повторяемостью вѣтра данного направления, а съ *массою воздуха, перенесеннаго въ опредѣленномъ направленіи*, какъ это само собою понятно. Эту послѣднюю легко получить — какъ произведеніе средней скорости на повторяемость вѣтра данного направления.

73. Измѣненіе скорости вѣтра съ высотой. Скорость движенія массы воздуха или сила вѣтра, какъ было уже показано, должна быть обратно пропорціональна коэффициенту тренія: а этотъ послѣдній — тѣмъ меньше, чѣмъ меньше плотность воздуха и чѣмъ больше удалены движущіяся массы отъ неровной, перестѣнной



Черт. 125. Анемометръ Робинсона.

земной поверхности. Эти факты приводятъ къ тому заключенію, что при прочихъ равныхъ условіяхъ *скорость вѣтра должна возрастать съ удаленіемъ отъ земной поверхности.*

Непосредственныя наблюденія надъ скоростью вѣтра на различныхъ высотахъ получены только за самое послѣднее время при посредствѣ змѣевъ; они подтверждаютъ, что скорость вѣтра растетъ съ высотой.

Такъ, напр., на обсерваторіи Голубой горы (близъ Бостона, Соед. Шт. С. А.) 8 янв. 1903 г. одновременно наблюдались слѣдующія скорости вѣтра.

Время наблюд.	Высоты н. у. м. въ метрахъ:			
	31 м.	200 м.	477 м.	1264 м.
9 ч. 57 ж. у.	3	6	11	—
10 ч. 46 ж.	5	6	—	12

Но есть возможность по наблюденіямъ надъ скоростью движенія облаковъ слѣдить за скоростью движенія тѣхъ слоевъ атмосферы, гдѣ эти облака плаваютъ. Эти наблюденія также вполне подтверждаютъ быстрое возрастаніе скоростей вѣтра при удаленіи отъ земной поверхности. Черг. 126 даетъ скорости движенія облаковъ по даннымъ американскихъ станцій (стр. 176—178) для лѣта и для зимы. Слѣдующая табличка по Арренуэу даетъ сводъ подобныхъ же наблюденій въ различныхъ пунктахъ.

Скорость движенія облаковъ (метры въ секунду).

Высоты въ м. н. у. м.	500	2000	4000	6000	8000	10000	14000
Уисала (60° с. ш.)	{ З. 3.0 Л. 9.3	{ 10.8 6.6	{ 15.0 12.0	{ 20.5 20.3	{ 23.5 19.7	—	
Голубая гора (42 ¹ / ₃ ° с. ш.)	{ З. 11.3 Л. 8.5	{ 17.9 11.7	{ 26.3 13.9	{ 31.0 19.0	{ 41.8 29.8	50.4 32.8	
Мавилла (15° с. ш.)	{ З. 5.7 Л. 5.3	{ 7.2 7.1	{ 8.9 8.0	{ 7.5 8.5	{ 17.0 10.2	12.2 14.1	

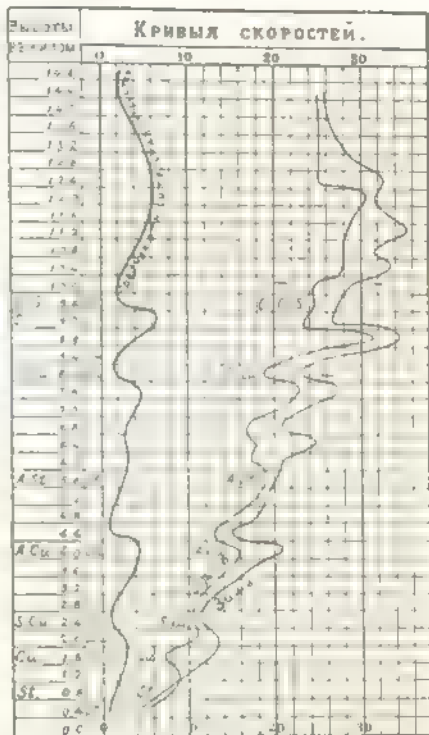
Изъ всѣхъ подобныхъ наблюденій обнаруживается любопытный фактъ, что скорость вѣтра растетъ вообще не такъ правильно съ высотой, какъ это можно было бы предполагать. Отсюда надо заключить, что и треніе въ воздушныхъ массахъ мѣняется съ высотой не пропорционально послѣдней.

Если бы треніе уменьшалось правильно съ высотой, скорости вѣтра, какъ указалъ это Арренуэу, должны были бы увеличиваться сначала медленно, затѣмъ быстрее. Наблюденія надъ скоростями движенія облаковъ опредѣленно и достаточно согласно говорятъ, напротивъ, что скорости движенія воздушныхъ массъ, при удаленіи отъ земной поверхности, растутъ сначала быстро, на высотахъ 1—3 км. онѣ мѣняются затѣмъ сравнительно мало, а далѣе снова быстрее возрастаютъ, по крайней мѣрѣ до высоты 7 км. Соответственно этому надо принять, что въ слое 1—3 км. и треніе должно быть сравнительно очень большимъ. Американскія наблюденія надъ движеніемъ облаковъ какъ бы говорятъ даже, что треніе велико вообще въ слояхъ наибольшей повторяемости облаковъ, — тамъ, гдѣ идетъ массовая конденсація паровъ.

Причину этого кажущагося увеличенія тренія Арреніусъ видитъ въ выравниваніи скорости дѣйствія восходящихъ и нисходящихъ потоковъ въ томъ слѣѣ (1—3 км.), гдѣ воздушныя массы при подъемѣ достигаютъ конденсаціи. Однако едва ли не проще будетъ связать это увеличеніе тренія дѣйствительно съ наступленіемъ конденсаціи.

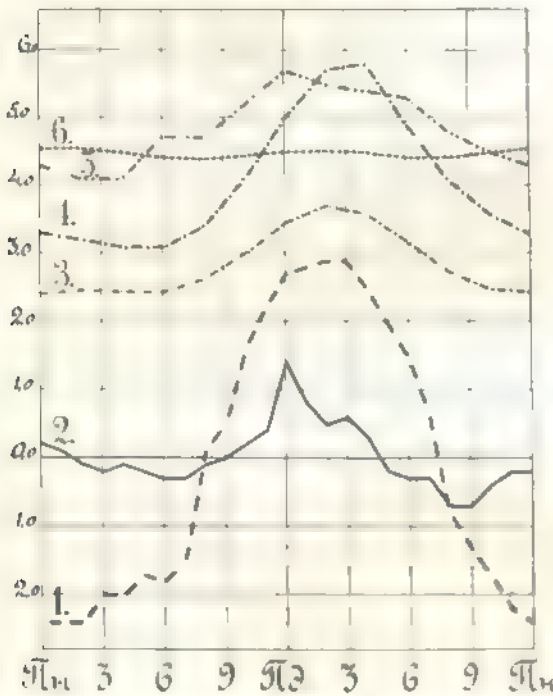
71. **Періодическія измѣненія вѣтра.** Наблюденія надъ скоростью вѣтра обнаруживаютъ правильныя періодическія измѣненія этого элемента надъ сушею, — особенно въ теплое время года, въ теченіе сутокъ: *скорость вѣтра въ нижнихъ слояхъ воздуха вблизи земной поверхности правильно растетъ съ повышеніемъ температуры, уменьшается при ея пониженіи.* Измѣненія скорости вѣтра такой характеръ имѣютъ только вблизи земной поверхности. *На нѣкоторой высотѣ измѣненія скорости вѣтра оказываются обратными ходу температуры и измѣненіямъ внизу: вмѣсто послѣполуденнаго максимума скорости вѣтра на высотѣ наблюдается въ эти часы минимумъ ея; въ околополуденныя часы — обратно у поверхности земли минимумъ на высотѣ максимумъ.* Въ ясные дни эти измѣненія скорости вѣтра въ теченіе сутокъ выражены рѣзче, чѣмъ въ дни пасмурныя. *Лѣтомъ — рѣзче, чѣмъ зимою.*

Причина этихъ суточныхъ измѣненій скорости вѣтра — дневные восходящіе токи, являющіеся результатомъ поглощенія земной поверхности и повышенія температуры воздуха. Заставляя подниматься нижніе слои воздуха, эти конвекціонныя токи на мѣсто поднимающейся массы воздуха приносятъ верхніе, болѣе плотные слои воздуха. Но, опускаясь внизъ, эти верхніе слои воздуха по инерціи стремятся сохранить ту горизонтальную скорость, съ которою они двигались наверхъ; а эта скорость, какъ только что это было указано, быстро растетъ съ удаленіемъ отъ земной поверхности. Чѣмъ



Черт. 126 Измѣненіе скоростей движени облаковъ съ высотой по Биджею

сильнѣе восходящія токи, тѣмъ большія массы верхняго воздуха и тѣмъ съ большихъ высотъ опускаются внизъ; тѣмъ больше будутъ и тѣ скорости, съ которыми онѣ приходятъ на земную поверхность, и тѣмъ больше увеличивается скорость наблюдаемаго внизу вѣтра. Съ уменьшеніемъ исполанія и ослабленіемъ восходящихъ токовъ эта скорость вѣтра снова падаетъ у земной поверхности до тѣхъ поръ, пока новый притокъ лучистой энергіи не вызоветъ опять восходящихъ токовъ. Въ верхніе слои воздуха эти восходящія потоки наоборотъ приносятъ массы воздуха, вблизи земной поверхности имѣющія сравнительно небольшія горизонтальныя скорости; поэтому понятно, что на высотахъ ходъ измѣненія скорости вѣтра будетъ обратный наблюдаемому вблизи земной поверхности.



Черт 127 (точные колебанія скорости вѣтра для Севастополя въ 1910 г. лѣтомъ (кривая 1) и зимой (кр. 2), Павловска въ ясные (кр. 4) и пасмурные (кр. 3) дни и для океановъ вдали отъ материковъ (кр. 6) и у береговъ (кр. 3). На черт. даны отклоненія отъ средней скорости вѣтра для Севастополя и скорости вѣтра для остальныхъ кривыхъ.

Номѣщенные далѣе чертежи ясно иллюстрируютъ сказанное. Чертежи 127 и 128 представляютъ первый — точныя колебанія скорости вѣтра лѣтомъ и зимою для Севастополя, въ ясные и пасмурные дни для Петербурга и на Индѣйскомъ океанѣ

вдали и вблизи отъ суши, второй — лѣтомъ и зимою въ Центральномъ метеорологическомъ бюро и на башнѣ Эйфеля въ Парижѣ.

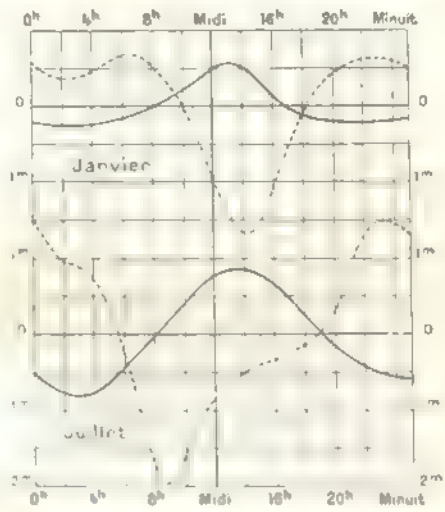
Направленіе вѣтра въ теченіе сутокъ мѣняется гораздо менѣе правильно: различныя мѣстныя вліянія такъ сильно вліяютъ на этотъ элементъ, что подмѣтить здѣсь извѣстную правильность несравненно труднѣе. Наблюденія, впрочемъ очень немногочисленныя, показали однако, что направленіе вѣтра въ теченіе сутокъ стремится измѣняться, по

крайней мѣрѣ для нѣкоторыхъ пунктовъ, послѣдованныхъ въ этомъ отношеніи, совершенно опредѣленнымъ образомъ въ зависимости отъ положенія солнца. Такъ наблюденія въ Мадридѣ, на башнѣ Эйфеля (Парижѣ), въ Блю-Хилльской обсерватори (С.В. Америка) обнаружили, что вѣтеръ мѣняетъ свое направленіе въ теченіе сутокъ по часовой стрѣлкѣ (по солнцу), всегда нѣсколько отставая отъ солнца т. е. отклоняясь влѣво отъ него.

Относительно періодическихъ измѣненій вѣтра въ теченіе года сказать что либо опредѣленное не представляется возможнымъ: неперіодическія измѣненія настолько искажаютъ и затемняютъ здѣсь дѣло, что о какихъ либо опредѣленныхъ результатахъ здѣсь не можетъ быть помянути.

75. Вліяніе преградъ и дѣса на вѣтеръ. Когда установившійся потокъ какой нибудь жидкости или газа встрѣчаетъ неподвижное препятствіе или преграду, онъ измѣняетъ свое направленіе и скорость; при этомъ образуется обыкновенно позади преграды рядъ вихрей, постепенно ослабвающихъ по мѣрѣ удаленія отъ преграды и мало по малу совершенно исчезающихъ. На эти измѣненія направленія и скорости и на образованіе вихрей тратится значительная часть энергіи движущихся массъ. Поэтому скорость ихъ движенія за преградой всегда меньше, чѣмъ до преграды, и только на нѣкоторомъ разстояніи позади преграды скорость снова достигаетъ той же величины, какую она имѣла до преграды.

Такимъ же образомъ относятся къ преградамъ и движущіяся массы воздуха, на нѣкоторомъ еще разстояніи передъ преградой скорость вѣтра уже начинаетъ уменьшаться и достигаетъ минимума за преградой. Въ этомъ ослабленіи скорости вѣтра преградами лежитъ причина тѣхъ напр. явленій, которыя наблюдаются при залеганіи снѣжнаго покрова большими сугробами предъ и за преградами; въ этомъ же ослабленіи скорости вѣтра преградами лежитъ причина в тѣхъ разнообразныхъ фактовъ распредѣленія темпера-



Черт. 129. Суточные колебанія скорости вѣтра на башнѣ Эйфеля (сплошная кривая) и въ центръ метеорол. бюро въ Парижѣ (пунктирная кривая) для лѣта и зимы.

турь и влажностей, какіе наблюдаются на небольшихъ полянахъ и въ изгородахъ. Поэтому же въ густомъ растительномъ покровѣ такъ сильно затруднено движеніе и обмѣнъ воздуха. Лѣсъ, состоящій изъ цѣлага ряда подобныхъ же преградъ, не можетъ не ослаблять значительно движенія воздуха; и опять таки въ этомъ же фактѣ затрудненнаго и замедленнаго въ весьма сильной степени движенія воздуха въ лѣсу лежатъ одна изъ причинъ существеннаго вліянія лѣса на климатъ и на ходъ пзмѣненій всѣхъ метеорологическихъ элементовъ.

Насколько сильно вліяетъ лѣсъ на уменьшеніе скорости вѣтра, покажутъ приводимыя далѣе немногія цифры. Такъ на обсерваторіи Лѣсного Института при наблюдени на небольшой полянѣ среди парка скорость вѣтра оказалась 2 м., тогда какъ надъ деревьями скорость вѣтра была 7 м. При наблюдени въ Хрѣвовскомъ бору одновременно скорость вѣтра оказалась у лѣса и въ степи.

въ разстояніи отъ лѣса	50 м.	100 м.	150 м.	200 м.	300 м.
скорость вѣтра	1.5	3.2	3.3	4.0	4.7

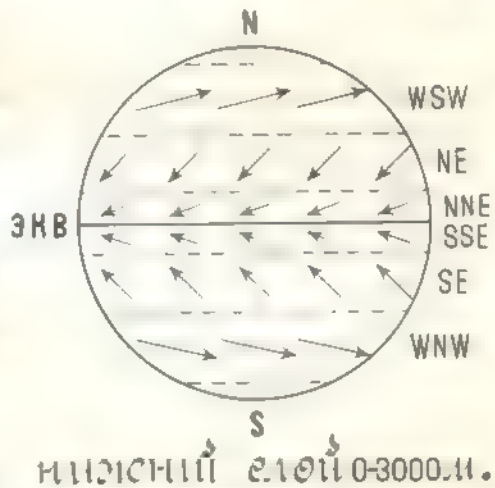
а надъ лѣсомъ въ тоже время она была 5 м въ секунду.

76. Общій круговоротъ атмосферы: причины его возникновенія. Вѣтры, непосредственно наблюдаемые на метеорологическихъ станціяхъ, даютъ представленіе о дѣйствительныхъ перемѣщеніяхъ только въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Для болѣе высокихъ слоевъ о движеніяхъ воздушныхъ массъ можно составить себѣ представленіе по наблюдениямъ надъ движеніемъ облаковъ или по движенію змѣевъ, шаровъ-зондовъ и шаровъ съ наблюдателями. Въ послѣднее время этимъ именно путемъ полученъ богатый матеріалъ для изученія тѣхъ перемѣщеній, которыя имѣютъ мѣсто въ различныхъ пунктахъ и слояхъ воздушной оболочки земного шара, — для изученія *общаго круговорота или общаго циркуляціи атмосферы.*

Для *нижняго слоя атмосферы*, непосредственно прилегающаго къ земной поверхности, наблюдения даютъ картину, которую схематически можно охарактеризовать слѣдующимъ образомъ.

Въ области тропиковъ. — приблизительно до 30° сѣверной и южной широты отъ экватора въ обѣ стороны. — наблюдаются системы чрезвычайно постоянныхъ по направленію вѣтровъ, дующихъ въ сѣверномъ полушаріи отъ NE, въ южномъ отъ SE; эти системы постоянныхъ вѣтровъ носятъ названіе *пассатовъ*. Область сѣверо-восточнаго пассата отдѣляется отъ области юго-восточнаго узкою полоскою затишья или очень слабыхъ вѣтровъ переменнаго направленія — *экваториальнымъ поясомъ тишины*, вполне совпадающимъ съ поясомъ слабого давленія на термическомъ экваторѣ. Очень слабые вѣтры этой полосы имѣютъ однако явно выраженное восточное направленіе. На полярныхъ границахъ пассатовъ (30° сѣв. и южн.

широты), — тамъ, гдѣ среднее давленіе широты (ср. стр. 235—236) достигаетъ на уровнѣ океана максимума, наблюдаются также области слабыхъ вѣтровъ или затишья, *экваториальскіе пояса тишины*. Отъ этихъ поясовъ тишины къ полюсамъ, соответственно пониженію въ этомъ направленіи давленія, наблюдаются и вѣтры съ направленіемъ къ полюсу. — въ сѣверномъ полушаріи отъ SW и WSW, въ южномъ отъ NW и WNW, далеко не отличающіеся однако такимъ постоянствомъ и устойчивостью, какъ пассаты. Такимъ образомъ вообще можно сказать, что въ самомъ нижнемъ слое атмосферы въ тропическомъ поясѣ обихъ полушарій вѣтры имѣютъ направленіе отъ востока (E) и къ экватору, въ поясѣ внѣтропическомъ — направленіе отъ запада (W) и къ полюсу. Въ полярныхъ областяхъ наблюдаются вѣтры крайне непостояннаго направленія, между которыми, однако, преобладаютъ направленные отъ полюсовъ къ среднимъ широтамъ — здѣсь получается, слѣдовательно, какъ бы третья, хотя и выраженная сравнительно не рѣзко и недостаточно опредѣленно, система вѣтровъ.



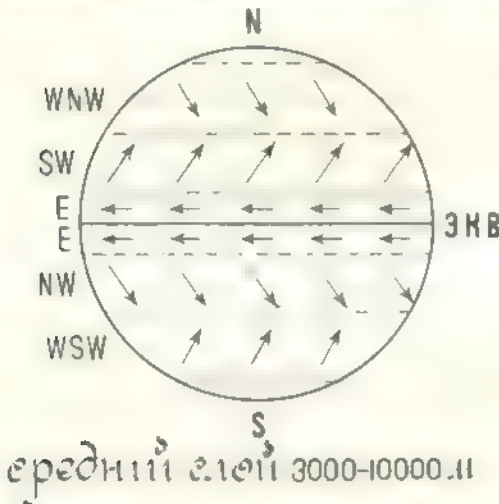
Черт. 129. Схема вѣтровъ вблизи земной поверхности.

Указанныя области или системы вѣтровъ вайболѣ рѣзко выражены на океанахъ: на материкахъ онѣ ослабѣваютъ или испытываютъ извѣстныя измѣненія. Наиболѣе характерное измѣненіе происходитъ съ вѣтрами внѣтропической полосы въ сѣверномъ полушаріи тамъ, гдѣ большіе водоемы (океаны и моря) соприкасаются съ континентами: различіе въ нагреваніи и охлажденіи суши и воды создаетъ градиенты и вѣтры, мѣняющіе свое направленіе периодически въ зависимости отъ времени года. Вѣтры такой правильной периодичности носятъ названіе *муссоновъ*.

Черт. 129 представляетъ схематически перемѣщенія нижняго слоя воздуха.

Для *болѣе высокаго слоя* атмосферы наблюденія даютъ слѣдующую схему (черт. 130). Въ тропической области, — надъ пассатами, — существуетъ подобное имъ постоянное движеніе массъ воздуха въ

прямо противоположномъ направлении отъ экватора въ обѣ стороны къ востоку. Наблюдения надъ направлениемъ движенія облаковъ вполне опредѣленно говорятъ о существованіи этихъ теченій. Доказательствомъ такого движенія является и переносъ къ востоку неплугъ вулкановъ (Тенериффа, Мауна—Лоа), которые, находясь въ этой области, имѣютъ вершины, поднимающіяся на высоту около 1000 м. Въ области экваториальнаго затишья дуютъ въ этихъ вышнихъ слояхъ постоянные восточные вѣтры, скорость которыхъ быстро растетъ съ высотой. На сѣверной сторонѣ экватора этотъ верхній потокъ послѣдовательно принимаетъ направление SE, далѣе



Черт. 130. Схема вѣтровъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

Относительно среднихъ широтъ наблюдения надъ движениемъ облаковъ привели Гильдебрандсона къ заключенію, что въ этихъ широтахъ до высоты перистыхъ облаковъ (8—11 килом.) господствуютъ вѣтры, имѣющие направление отъ W, чѣмъ выше облака, тѣмъ болѣе отклоняется къ сѣверу или направленіе въ сѣверномъ полушаріи. Выше 11 килом. облака уже отсутствуютъ; но направленіе движенія шаровъ—зондовъ на этихъ высотахъ показываетъ,

S и затѣмъ вплоть до самой сѣверной границы пассата направленіе SW и WSW, обратное пассату, дующему внизу; на южной сторонѣ экватора верхніе слои атмосферы движутся сначала отъ NE, далѣе отъ N и затѣмъ переходятъ въ NW и WNW—вѣтры, также обратные нижнему пассату южнаго полушарія. Эти потоки, имѣющие тѣже границы, что и пассаты нижняго слоя, но обратное имъ направленіе, носятъ названіе *вершинныхъ пассатовъ* или *антипассатовъ*¹⁾.

¹⁾ Существованіе антипассатовъ на основаніи нѣкоторыхъ эмпирическихъ изслѣдованій было за послѣднее время заподозрено при наблюденияхъ на судахъ (Хергенландель) въ Сѣверномъ Атлантическомъ океанѣ. Однако послѣдующія изслѣдованія въ этой области при помощи эмбевъ и шаровъ—зондовъ (Ротча, Тейссеравъ-де-Бора) около тѣхъ же широтъ доказали, что антипассаты сѣвернаго полушарія действительно существуютъ и надъ Атлантическимъ океаномъ.

что здѣсь движеніе массъ воздуха отличается отъ предшествующаго слоя только еще болѣе отклоненнымъ къ сѣверу направлениемъ. Слѣдовательно въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія, по Гильдебрандссону, воздухъ до наибольшихъ высотъ, достигнутыхъ шарами, имѣетъ движеніе съ W, и чѣмъ выше слой, тѣмъ больше сѣверная слагающая этого движенія.

Отступленія отъ этой общей схемы, имѣющія мѣсто вблизи земной поверхности, но большей частію не переходятъ по наблюденіямъ высоты среднихъ и даже низкихъ облаковъ и, слѣдовательно, принадлежать исключительно только самому нижнему слою воздуха.

Резюмируя вкратцѣ движенія атмосферы, можно сказать, что въ тропическихъ широтахъ обоихъ полушарій существуютъ системы вѣтровъ (пассаты и антипассаты), раздѣленные одна отъ другой экваторіальнымъ поясомъ тишины, соответствующія вполнѣ вихрямъ съ горизонтальной осью; въ широтахъ внетропическихъ какъ бы наблюдаются въ томъ и другомъ полушаріяхъ грандіозныя вихри съ вертикальной осью или области, вѣтры которыхъ ясно указываютъ на существованіе центровъ низкаго давленія въ нижнемъ слое воздуха на полюсахъ, эти вихри отдѣлены отъ тропическихъ вѣтровъ съ горизонтальной осью внетропическими поясами тишины ¹⁾.

Положенія, развитыя относительно механизма конвекціи, объясняютъ, какимъ образомъ могла возникнуть описанная выше циркуляція атмосферы.

Въ томъ поясѣ земнаго шара, гдѣ наблюдается наивысшая температура съ очень малыми ея колебаніями въ теченіе всего года, нижніе слои воздуха оказываются сильно нагрѣтыми ²⁾, сравнительно съ средними и околополярными широтами; а потому по-

¹⁾ Здѣсь небезынтересно, быть можетъ, будетъ привести нѣкоторые результаты исследований Шуберта надъ количественною стороною переноса воздушныхъ массъ общою циркуляціею атмосферы. Разсчитывая, на основаніи Берлинекихъ подъемовъ шаровъ-зондовъ и наблюденій надъ скоростями движенія облаковъ, скорости движенія воздушныхъ массъ на различныхъ высотахъ, Шубертъ приходитъ къ заключенію, что главный переносъ этихъ воздушныхъ массъ происходитъ на высотахъ отъ 4 до 8 км., зимою онъ идетъ въ болѣе широкхъ (4 км.) слояхъ воздуха, лѣтомъ въ болѣе высокхъ (7.5 км.) Въ среднемъ слоемъ на высотѣ 8 км. чрезъ вертикальную поверхность въ 1 м.² въ секунду проходитъ 12.1 кгр. воздуха.

Наибольшее количество водяныхъ паровъ переносится самыми нижними слоями атмосферы, зимою и осенью слоемъ до 1 км. высоты, лѣтомъ и весною—вблизъ самой земной поверхности.

²⁾ По Шинталеру (стр. 139—140) можно считать, что въ среднемъ годовомъ на широтѣ экватора температура на 46° слишкомъ выше температуры сѣвернаго полюса.

верхности равныхъ давленій здѣсь до нѣкоторой высоты надъ земною поверхностью должны быть значительно раздвинуты сравнительно съ средними широтами. Соответственно этому на поверхности земли здѣсь долженъ находиться минимумъ атмосфернаго давленія (—случай конвекціи при нагрѣваніи); надъ нимъ вверху должно быть сравнительно съ болѣе высокими широтами давленіе повышенное. Граденты при такомъ распредѣленіи давленія должны быть направлены: вверху—отъ области повышеннаго давленія т. е. отъ экватора къ среднимъ широтамъ; внизу отъ областей болѣе высокаго давленія къ области пониженнаго давленія т. е. къ экватору отъ среднихъ широтъ. При возмущающемъ дѣйствіи вращенія земли, въ сѣверномъ полушаріи отклоняющемся вѣтеръ вправо, въ южномъ полушаріи—влѣво отъ направленія градиента, перемѣщеніе массъ воздуха должно происходить въ сѣверномъ полушаріи внизу отъ NE, вверху отъ SW, въ южномъ—внизу отъ SE, вверху отъ NW, что и наблюдается въ дѣйствительности.

Начавшееся въ этихъ направленныхъ движеніе отъ экватора должно было бы доходить до полюсовъ, тогда какъ въ дѣйствительности оно достигаетъ только широты 30°—35°. Причина этого лежитъ въ слѣдующемъ. Уголъ, который образуетъ направление движенія съ градиентомъ, опредѣляется, какъ уже было показано, выраженіемъ въ предположеніи установившагося движенія

$$\operatorname{tang} \vartheta = \frac{2 \omega \sin \varphi}{\kappa}.$$

Съ уменьшеніемъ κ при поднятіи надъ земной поверхностью и возрастаніемъ широты φ уголъ ϑ быстро растетъ. Если бы онъ сдѣлался равнымъ 90°, то массы воздуха въ этомъ случаѣ (въ дѣйствительности невозможномъ, такъ какъ для этого κ должно сдѣлаться равнымъ нулю) двигались бы перпендикулярно къ направленію градиента, и воздухъ перемѣщался бы по кругамъ широтъ. Постепенное суженіе площадей по мѣрѣ удаленія воздуха отъ экватора (вслѣдствіе сближенія меридіановъ къ полюсамъ) еще болѣе должно помогать этому, способствуя образованію вертикальныхъ слагающихъ. Если въ уравненіе движенія массъ воздуха подставить наблюдаемая въ атмосферѣ значенія κ , то вычисленія показываютъ, что уголъ ϑ сдѣлается близкимъ къ 90° для широты около 30°—35°. Въ этихъ широтахъ, слѣдовательно, движеніе воздуха, не смотря на существованіе (первоначальное) градиентовъ отъ экватора къ полюсу, будетъ имѣть направленіе отъ W къ E. Вновь прибывающія отъ экватора массы, получая здѣсь тоже направленіе движенія и встрѣчая пришедшія уже ранѣе, должны

надавливает на эти прежде приходившія массы и вызывает здѣсь постепенное накопленіе воздуха. Результатомъ всего этого въ широтахъ $30^{\circ} - 35'$ является возникновеніе *постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ*, такъ какъ накопленіе воздуха вверху вызываетъ прогибъ книзу изобарныхъ поверхностей, сопровождаемый нисходящимъ здѣсь движениемъ, въ которомъ и выходятъ себѣ нисходящимъ массе воздуха, и образованіемъ повышеннаго давленія внизу; отсюда воздухъ въ нижнемъ слое и будетъ двигаться къ экватору, — какъ области пониженнаго давленія. Само собою разумѣется, что подъ влияніемъ вращенія земли въ нижнемъ слое направленіе движения должно измѣняться соответственнымъ образомъ.

По мѣрѣ приближенія къ экватору восточныя слагающія въ нижнемъ слое должны возрастать, поэтому въ поясъ тишины на экваторѣ направленіе вѣтровъ — ENE на сѣверной, ESE — на южной его сторонѣ. Въ срединѣ экваторіальнаго пояса тишины массы воздуха поднимаются вверху; приходи сюда на некоторой высотѣ съ восточною слагающею, при уменьшеніи тренія съ поднятіемъ онѣ еще больше отклоняются къ Е и, сталкиваясь съ массами воздуха, притекающими изъ другаго полушарія, въ верхнихъ слояхъ сливаются въ восточный вѣтеръ, наблюдаемый въ верхнихъ слояхъ атмосферы надъ экваторіальнымъ поясомъ затишья.

Приведенныя соображенія, выясняя происхожденіе вѣтропическихъ максимумовъ, пассатовъ и антипассатовъ, объясняютъ и тотъ фактъ, что описанная циркуляція въ тропикахъ наиболее рѣзко выражена на поверхности океановъ. Здѣсь треніе, какъ уже было указано, имѣетъ значительно меньшую величину, а потому и скорости движенія воздуха, и отклоняющее дѣйствіе вращенія земли больше и, следовательно, рѣзче выражены.

Иначе рисуется происхожденіе той циркуляціи воздушныхъ массъ, которая наблюдается въ широтахъ вѣтропическихъ, но сколько, конечно, можно говорить вообще о такой вѣтропической циркуляціи. Измѣненія давленія по широтамъ (см. стр. 235 — 236), показываютъ, что отъ широтъ $30^{\circ} - 35^{\circ}$ давленіе убываетъ по направленію къ полюсу какъ въ нижнихъ, такъ и въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы; соответственно этому расширенію градиенты давленія должны бы быть и здѣсь также направлены къ полюсу. Между тѣмъ наблюденія даютъ направленія движенія для массъ воздуха, начиная съ высоты около 3000—4000 м. и до наибольшихъ, достигнутыхъ шарами-зондами, отъ полюсовъ къ экватору т. е. какъ бы обратно градиентамъ. Мало того *возвратное движеніе въ высокихъ слояхъ атмосферы отъ полюсовъ къ экватору подѣ*

отклоняющимъ дѣйствіемъ вращенія земли должно было бы дать вѣтры съ восточной слагающей (NE—ENE въ северномъ полушаріи); наблюденія даютъ, напротивъ, вѣтры съ западною слагающею (W—W вѣ въ северномъ полушаріи) ¹⁾.

Такая схема вѣтропической циркуляціи вполнѣ, однако, совпадаетъ съ тою схемою, которую дѣйствительныя наблюденія рисуютъ для барометрическихъ минимумовъ среднихъ широтъ. Она только ясно показываетъ, что въ этомъ случаѣ приходится имѣть дѣло съ типичнымъ вихремъ съ вертикальною осью, но не термическаго, а динамическаго происхожденія.

Дѣйствительно, если принять, что въ слоѣ до 4000 м. давленіе къ полюсу въ среднемъ понижается, то движущіяся по направленію градіента къ полюсамъ въ невысокихъ слояхъ атмосферы массы воздуха, получая подъ вліяніемъ вращенія земли восточныя слагающія, должны создать въ обоихъ полушаріяхъ около полюсовъ вихревое движеніе съ вертикальною осью. Это движеніе будетъ особенно резко выражено и наиболѣе сильно развито въ слояхъ воздуха, для которыхъ уголъ θ между траекторіею и градіентомъ сдѣлается близкимъ къ 90° вследствие малости k , — коэффиціента тренія. Вслѣдствіе этого центробѣжнаго движенія на высотѣ нѣсколькихъ километровъ (не выше 3—4) создадутся вблизи полюсовъ какъ бы настоящія всасывающія воронки пониженнаго давленія (какъ результатъ разреженія подъ дѣйствіемъ центробѣжнаго движенія). Въ эти воронки пониженнаго давленія потекутъ всасываемыя ими воздушныя массы въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Притокъ этихъ массъ на низу вызоветъ появленіе вертикальныхъ слагающихъ и восходящее движеніе по мѣрѣ приближенія воздушныхъ массъ къ полюсу. Двигаясь внизъ къ полюсу съ значительными горизонтальными скоростями, эти воздушныя массы должны затѣмъ растекаться по верху отъ центра вихря къ периферіи. Но при этомъ движеніи вверхъ отъ полюса къ среднимъ широтамъ онѣ будутъ стремиться сохранить уже пріобрѣтенное внизъ направленіе движенія и двигаться по спиралямъ, составляющимъ продолженіе того пути, который онѣ описывали внизъ. Отсюда, мнѣ думается, —

¹⁾ Сдѣлано было не мало попытокъ объяснить это противорѣчіе наблюденій съ расчетами. Едва-ли, однако, нужно прибѣгать для этой цѣли къ сложнымъ и запутаннымъ такваніямъ. Когда все дѣло рисуетъ и значительно проще, если эту циркуляцію сопоставить съ тѣмъ, что наблюдается въ обычныхъ минимумахъ среднихъ широтъ. Вообще по наблюденіямъ въ нижнихъ слояхъ воздуха едва ли и возможно распространять расчеты на такія высоты, какъ 4000 м. А затѣмъ такіе расчеты не дадутъ дѣйствительнаго направленія градіента: посредствомъ ихъ получатся только меридиональныя слагающія градіента, а самое направленіе градіента остается неопредѣленнымъ.

то направление отъ N съ западною слагающею, которое даютъ для высокихъ слоевъ шары—зонды по Гилдебравдессону.

Говоря о вѣтропической циркуляціи атмосферы, не слѣдуетъ во всякомъ случаѣ забывать о томъ, что въ сущности здѣсь идетъ рѣчь въ значительной мѣрѣ о фикціи. Уже карты распрежденія давленія вблизи земной поверхности ясно показываютъ, какъ неправильно въ дѣйствительности это давленіе и какъ далеко оно отъ той равномерности и правильности, которую предполагаютъ среднія величины. Карты эти определенно говорятъ, что о какомъ либо минимумѣ давленія вблизи земной поверхности у сѣвернаго полюса не можетъ быть рѣчи. Въ еще большей мѣрѣ это будетъ явѣть мѣсто для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы, гдѣ о давленіи можно только составить себѣ представленіе, зная измѣненіе температуры съ высотой для различныхъ широтъ; а объ этомъ послѣднемъ можно судить развѣ только по отрывочнымъ, единичнымъ наблюденіямъ. Среднее направление вѣтровъ у земной поверхности такая же, — если не большая еще, — фикція. Фактъ, непосредственно опирающийся на дѣйствительныя наблюденія, — движеніе болѣе высокихъ слоевъ воздуха въ сѣверномъ полушаріи отъ полюса въ среднія широтамъ.

Х. Вихри съ горизонтальной осью.

77. **Типы вихрей съ горизонтальной осью.** При извѣстныхъ условіяхъ, какъ было указано, можетъ возникнуть вихревое движеніе вокругъ горизонтальной оси массы воздуха, вращаясь вокругъ такой оси, получаютъ съ одной ея стороны, — тамъ, гдѣ давленіе понижено, — восходящее движеніе; съ противоположной стороны, гдѣ давленіе выше, будетъ, обратно, нисходящее движеніе; въ промежуточной полосѣ вѣтры дуютъ горизонтально всё въ одномъ и томъ же направленіи. Прямимъ результатомъ вертикальныхъ движеній явятся адиабатическія измѣненія температуры въ восходящихъ и нисходящихъ съ измѣненіемъ своей упругости массахъ воздуха. Если при этомъ движеніе вверхъ будетъ обладать достаточной интензивностью и можетъ достигнуть значительной высоты, пониженіе температуры можетъ пойти такъ далеко, что въ поднимающихся массахъ влажнаго воздуха можетъ наступить конденсація паровъ со всеми дальнѣйшими ея послѣдствіями. А это восходящее движеніе будетъ тѣмъ интензивнѣе, чѣмъ больше будетъ разность температуръ въ двухъ сосѣднихъ столбахъ воздуха на однихъ и тѣхъ же высотахъ. Не менѣе важно то, что горизонтальные вѣтры переносятъ массы воздуха одной температуры и влажности въ пункты, гдѣ воздухъ ранѣе имѣлъ иную температуру и влажность, и, вытѣняя однѣ массы, замѣняютъ ихъ, слѣдовательно, воздушными массами съ совершенно другими температурами и влажностями. Такимъ образомъ вліяніе такого вихря на погоду той

области или того пункта, гдѣ такая конвекція имѣетъ мѣсто, прежде всего будетъ завясть отъ его интензивности и мощности того слоя воздуха, который принимаетъ участіе въ возникшемъ круговоротѣ.

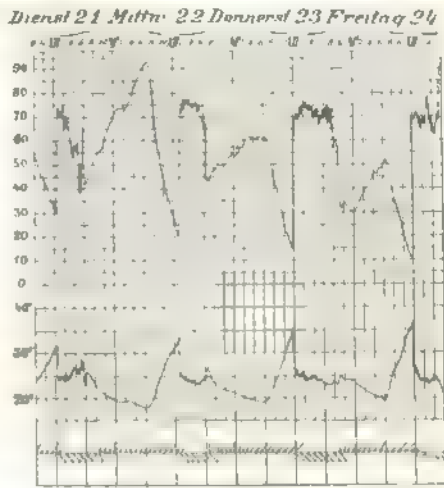
Простѣйшимъ случаемъ вихря съ горизонтальной осью будетъ тотъ, при которомъ разность температуръ въ двухъ столбахъ воздуха — а слѣдовательно и толщина принимающаго участіе въ циркуляціи слоя воздуха, — будетъ сравнительно невелика: это будутъ *бризы* (береговые вѣтры съ суточнымъ періодомъ), возникающіе на берегахъ водоемовъ подъ влияніемъ неодинаковаго нагрѣванія при инсоляціи въ теченіе сутокъ суши и воды. Подобный же характеръ имѣютъ *горные и долинные вѣтры*. Напротивъ въ томъ случаѣ, когда инсоляція, дѣйствуя въ теченіе болѣе продолжительнаго времени, чѣмъ сутки, вызываетъ интензивныя разности температуръ въ слояхъ воздуха гораздо большей толщины надъ сушею и водою, возникаютъ и градіенты несравненно большей величины, чѣмъ въ случаѣ бриза: тогда возникаетъ вихрь, вызывающій и въ погодѣ болѣе глубокія и рѣзкія измѣненія; таковы *береговые вѣтры съ годовымъ періодомъ, муссоны*. Наконецъ, какъ указано уже было ранѣе, *пассаты* съ противоположными имъ верхними *антипассатами* — также одинъ изъ вихрей съ горизонтальной осью.

78. **Бризы.** При дневной инсоляціи суша нагрѣвается сильнѣе, нежели примыкающія къ ней массы воды: вслѣдствіе этого и воздухъ надъ сушею днемъ будетъ болѣе нагрѣтъ, чѣмъ надъ водною поверхностью. При наличности излученія въ ночное время наоборотъ суша, а вмѣстѣ и воздухъ, надъ нею находящійся, охлаждаются сильнѣе, чѣмъ вода съ лежащими надъ нею массами воздуха. Не трудно при этихъ условіяхъ убѣдиться въ возникновеніи градіентовъ и вѣтровъ, направленныхъ внизу днемъ отъ воды къ сушѣ, ночью отъ суши къ водѣ; вверхъ на нѣкоторой высотѣ, наоборотъ, днемъ градіенты и вѣтры направлены отъ суши къ водѣ, ночью отъ воды къ сушѣ.

Такие береговые вѣтры постоянно наблюдаются на нѣкоторыхъ берегахъ океановъ, морей и озеръ; въ низкихъ широтахъ они существуютъ круглый годъ, въ среднихъ — только въ теплое время года: въ широтахъ, гдѣ суточные колебанія температуры наиболѣе велики, и бризы рѣзче всего выражены. Вѣтеръ одного направленія при бризѣ обыкновенно смѣняется штилемъ, затѣмъ наступаетъ вѣтеръ противоположнаго направленія, снова уступающій мѣсто штилю, послѣ котораго опять вступаютъ въ свои права первый вѣтеръ. Разстояніе, на которомъ замѣтны бризы, вообще невелико: въ разстояніи 40 килом. отъ берега бризъ обыкновенно уже едва

змѣненъ на сушѣ; на морѣ это разстояніе еще меньше. Высота бриза только въ рѣдкихъ случаяхъ превосходитъ 150 м. Такъ какъ на водной поверхности воздухъ испытываетъ меньшее треніе, нежели на сушѣ, то и вѣтеръ при бризѣ сильнѣе на водѣ.

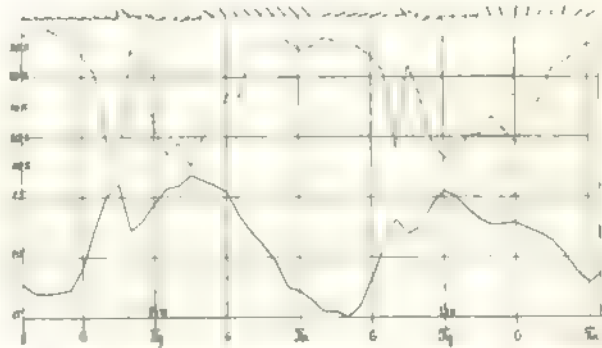
При незначительной высотѣ бриза вліяніе его на погоду выражается главнымъ образомъ въ колебаніяхъ температуры и влажности, дѣлающихъ обыкновенно рѣзкіе скачки съ измѣненіемъ направленія вѣтра. Черт. 131 даетъ понятіе о колебаніяхъ того и другого элемента подѣ вліяніемъ бриза на зап. берегу Африки (Сенегаль, февраль 1893 г.), подѣ вліяніемъ морского вѣтра температура воздуха здѣсь быстро падаетъ, относительная влажность



Черт. 131. Колебания температуры (нижняя кривая) и относительной влажности (верхняя) при бризѣ въ Сенегаль, внизу стрѣлками дано направленіе вѣтра.

увеличивается; съ поворотомъ вѣтра съ суши на море происходитъ обратный скачекъ на обѣихъ кривыхъ. На черт. 132 даны подобныя же колебанія температуры и влажности подѣ вліяніемъ бриза въ Севастополь.

Въ тѣхъ случаяхъ, когда въ данной мѣстности существуютъ преобладающіе вѣтры опредѣленнаго направленія, бризъ выражается тѣмъ, что направленіе преобладающаго вѣтра подѣ вліяніемъ слагающей бриза слагаемой бризомъ, совершаетъ

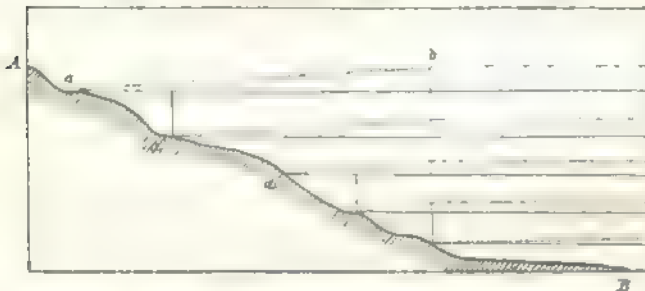


Черт. 132. Колебания температуры (нижняя, сплошная кривая) и относ. влажности (верхняя, пунктирная) подѣ вліяніемъ бриза въ Севастополь, сверху стрѣлками направленіе вѣтра (14—15 июня 1910 г.)

зависимыя періодическія колебанія около своего средняго положенія.

79. **Горные и долинные вѣтры.** Явленіе, подобное береговымъ бризамъ, наблюдается на склонахъ горъ и въ горныхъ долинахъ. Подъ влияніемъ суточныхъ колебаній температуры здѣсь возникаютъ также вѣтры съ суточнымъ періодомъ.

Въ самомъ дѣлѣ пусть АВ (черт. 133) представляетъ собою склонъ горы и примыкающую къ нему долину. При повышеніи температуры столбъ воздуха надъ долиною, какъ болѣе длинный, — расширится сильнѣе, чѣмъ болѣе короткіе столбы воздуха надъ горными склонами. Поэтому горизонтальная до инсоляціи поверхности равныхъ давленій, напр. аа, окажутся, какъ аb на чертѣжѣ, наклоненными днемъ отъ долины къ гребню горы и создадутъ градиенты, направленные отъ долины къ горѣ; на самомъ горномъ склонѣ обыкновенно наблюдается восходящій потокъ. Ночью склоны охлаждаются, холодный воздухъ скатывается внизъ, — въ долину; болѣе низкія температуры здѣсь заставляютъ столбъ воздуха надъ доли-



Черт. 133. Схема возникновенія горныхъ и долиновыхъ вѣтровъ.

ною, имѣющій въ добавокъ и большую длину, охладиться и укоротиться сильнѣе, чѣмъ болѣе короткіе и теплые столбы воздуха надъ склонами. Поверхности равныхъ давленій

окажутся поэтому ночью наклоненными отъ склоновъ къ долинѣ и создадутъ соответственные градиенты направленные обратно дневнымъ.

Горные и долинные вѣтры наиболее рѣзко выражены въ узкихъ, длинныхъ долинахъ. Днемъ восходящій потокъ вдоль склоновъ, перенося нижние, влажные слои воздуха вверхъ и заставляя ихъ при этомъ подъемѣ адиабатически вслѣдствіе расширения охлаждаться, окутываетъ горы въ около полуденные часы типичными горными облаками, тогда какъ въ утренніе часы склоны горъ свободны отъ облаковъ, — явленіе, постоянно наблюдаемое въ теплое время года жителями горъ. На температуру эти вѣтры вліяютъ слабо: относительная влажность на склонахъ обыкновенно подъ влияніемъ долинныхъ вѣтровъ увеличивается.

80. **Муссоны.** Разница между бризами и муссонами — только въ періодъ явленія и его масштабъ; при этомъ послѣдній является

слѣдствіемъ перваго. Такимъ же совершенно образомъ, какъ и въ бризѣ, неодинаковость нагрѣванія и охлажденія суши и воднымъ бассейновъ въ теченіе года создастъ градіенты, направленные въ лѣтніе мѣсяцы съ воды на сушу, зимою съ суши на воду въ нижнихъ слояхъ атмосферы; вверху, — на нѣкоторой высотѣ, — вѣтры должны быть обратны нижнимъ. Нужно, конечно, при этомъ различать тѣ вѣтры годичнаго періода, которые ограничиваются смѣною морскихъ вѣтровъ лѣтомъ на материковые зимою, не внося существенныхъ измѣненій въ погоду, отъ типичныхъ муссоновъ. Для послѣднихъ зима — сухое, ясное, бѣдное осадками время года, а лѣто отличается большою относительною и абсолютною влажностью, большою облачностью, обильными осадками: — таковы настоящіе муссоны, тогда какъ вѣтры первой категоріи — только морскіе и береговые бризы въ увеличенномъ размѣрѣ.

Настоящіе, типичные муссоны, какъ вѣтры, вызываемые годичными колебаніями температуры, наблюдаются исключительно въ среднихъ или низкихъ широтахъ.

Въ тѣхъ случаяхъ, когда въ данной мѣстности преобладаютъ постоянные вѣтры извѣстнаго направленія, явленіе же муссона выражено сравнительно слабо, наблюдаются, какъ и въ бризахъ, колебанія постоянного вѣтра въ теченіе года около нѣкотораго средняго направленія: вѣтеръ испытываетъ *муссонныя вліянія*.

Уже по самому происхожденію муссоновъ можно видѣть, что смѣна вѣтровъ отъ одного къ другому въ типичномъ муссонѣ должна быть связана съ глубокими измѣненіями погоды. Въ настоящемъ муссонѣ на сушѣ лѣто — всегда время большой абсолютной и относительной влажности и облачности и обильныхъ осадковъ, зима, — наоборотъ, — сухое время года съ малою облачностью и яснымъ небомъ. Причина понятна, если принять во вниманіе, что массы воздуха лѣтомъ при переходѣ съ поверхности водъ на сушу здѣсь получаютъ вертикальную сланиющую; результатомъ восходящаго движенія является охлажденіе массъ воздуха со всеми его послѣдствіями; въ зимнее время обратно надъ материкомъ существуетъ нисходящій токъ воздуха съ адиабатическимъ нагрѣваніемъ опускающихся массъ, результатомъ котораго будетъ уменьшеніе влажности.

Исследования, произведенныя въ Индіи надъ высокою того слоя воздуха, котораго достигаютъ муссоны, показали, что земный муссонъ доходитъ до 2000 м. высоты; лѣтній муссонъ простирается еще выше, — до 4000 м. ¹⁾.

¹⁾ Для характеристики того, какъ вліяютъ эти вихри на погоду и какъ предъляются осадки въ типичной области муссоновъ въ зависимости отъ

Наибольше характерною изъ всѣхъ областей муссоновъ оказывается южный берегъ Азиатскаго материка, здѣсь зимою дуютъ СВ вѣтры того же направленія, какъ и пассаты, лѣтомъ — SW вѣтры. Подъ вліяніемъ этихъ вѣтровъ сѣверо-восточный пассатъ зимою настолько усиливается здѣсь, что переходитъ чрезъ экваторъ, получая вслѣдствіе суточного вращения земли все болѣе и болѣе восточное направленіе, а экваторіальный поясъ тишины отодвигается къ югу отъ экватора. Лѣтомъ SW—муссонъ сѣвернаго полушарія, вслѣдствіе своего обеснеченнаго происхожденія, при маломъ треніи на поверхности океана, достигаетъ значительной силы, и препятствуетъ развитію сѣверо-восточнаго пассата; юго-восточный пассатъ южнаго полушарія переходитъ чрезъ экваторъ въ сѣверное, поворачивается здѣсь къ востоку и сливается съ SW—муссономъ, такъ что экваторіальная полоса затишья въ это время года здѣсь совершенно отсутствуетъ. Этотъ юго-западный муссонъ по своей силѣ значительно превосходитъ зимній: разности температуръ между сушею и океаномъ въ это время года здѣсь гораздо больше, чѣмъ зимою.

81. Пассаты. Причина возникновенія пассатовъ была разъяснена въ обзорѣ общаго круговорота атмосферы. Къ сказанному тамъ остается добавить еще, что пассаты представляютъ собою чрезвычайно правильныя и однообразныя воздушныя теченія со скоростью 6—8 м. въ секунду, развитыя вполнѣ и обладающія наибольшимъ постоянствомъ на океанѣ, на материкахъ мѣстныя вліянія создаютъ уже меньшее однообразіе въ направленіи градіентовъ и вѣтровъ.

Такъ какъ въ областяхъ пассатовъ воздухъ движется въ нижнихъ слояхъ атмосферы отъ широтъ съ нижней температурой къ мѣстностямъ съ наивышей температурою, то въ областяхъ этихъ, вслѣдствіе постепеннаго повышенія температуры движущихся массъ воздуха, погода преобладаетъ ясная съ рѣдкими, слабыми и не продолжительными осадками. Экваторіальная область затишья, гдѣ массы воздуха получаютъ восходящее движеніе, область большой облачности и большихъ количествъ осадковъ, вѣтроушескія области затишья на полярныхъ границахъ пассатовъ, гдѣ массы воздуха имѣютъ нисходящее движеніе, напротивъ отличаются ясною, тихою погодою. При существованіи восточной слагающей въ областяхъ пассатовъ вполнѣ понятенъ фактъ, устанавливаемый наблюденіями, что на восточной сторонѣ океановъ пассаты всегда болѣе развиты и

пль направленія, могутъ служить приводимыя далѣе цифры, относящіяся къ области Индійскаго муссона. Такъ, напр. для Бомбея (18.2 с ш., 71.8 в д.) годовая сумма 1880 мм въ отдельные мѣсяцы—суммы: Декабрь—1 мм, Январь—3 мм, Февраль—1 мм, Мартъ—0 мм, Апрель—1 мм, Май—624 мм. Для Махидешвара (17.9 с ш., 71.9 в д.) годовая сумма 6507 мм отдельные мѣсяцы—суммы: Декабрь—8, Январь—8, Февраль—1, Мартъ—8 мм, Июнь—1208, Июль—2680, Августъ—1843 мм. За весь зимній періодъ (Дек—Апр) мѣсяцами здѣсь въ Индіи выпадаетъ не болѣе 1% годового количества, а за два самыхъ дождливыхъ мѣсяца лѣтняго муссона не менѣе 60% этой суммы.

дальше заходятъ, нежели на западной. Наконецъ такъ какъ разность температуръ между экваторомъ и полюсомъ больше въ зимнее полугодіе, чѣмъ въ лѣтнее, зимній пассатъ каждою полушарія всегда сильнѣе и правильнѣе развитъ, чѣмъ лѣтній.

Наблюденія надъ пассатными вѣтрами устанавливаютъ, что экваторіальныя и полярныя границы областей пассатовъ не остаются въ теченіе года неподвижными. Эти передвиженія стоятъ въ связи съ движеніями термическаго экватора т. е. области наибольшаго нагрѣванія воздуха. Слѣдующая табличка даетъ положеніе пассатовъ въ мартъ и сентябрь.

	Мартъ			
	Атлант. ок.		Тихій ок.	
NE пассатъ	отъ 20	до 30° с. ш.	отъ 25'	до 5' с. ш.
Область экв. затишья	» 3	» 0	» 5	» 3
SE пассатъ.	» 0	» 25 ю. ш.	» 8	» 25 ю. ш.

	Сентябрь.			
	Атлант. ок.		Тихій ок.	
NE пассатъ	отъ 35	до 11' с. ш.	отъ 30°	до 10° с. ш.
Область экв. затишья	» 11	» 3	» 10	» 7
SE пассатъ.	» 3	» 25 ю. ш.	» 7	» 20 ю. ш.

Область экваторіальнаго затишья остается такимъ образомъ постоянно къ сѣверу отъ экватора, NE пассатъ заходитъ наиболѣе далеко на сѣверъ въ сентябрь (лѣто и осень сѣвернаго полушарія), SE пассатъ опускается наиболѣе къ югу въ мартъ (лѣто и осень южнаго полушарія).

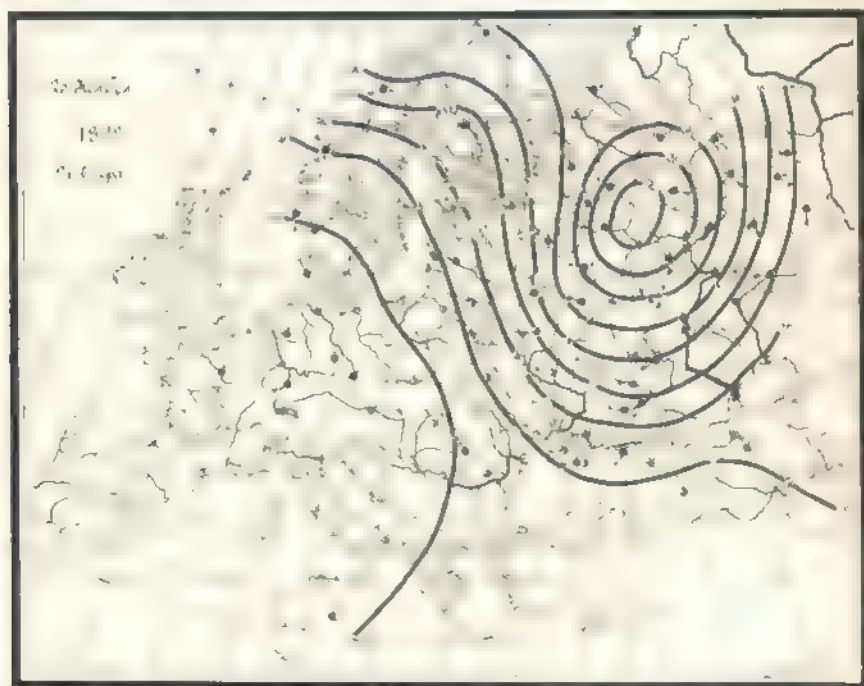
XI. Вихри съ вертикальной осью.

82. **Различные случаи вихревого движенія съ вертикальною осью.** Изученіе механизма конвекцій показываетъ, что нарушеніе равновѣсія въ атмосферѣ ведетъ въ извѣстныхъ случаяхъ къ образованію вихря съ вертикальною осью: давленіе въ этихъ вихряхъ можетъ или убывать отъ центра къ периферіи, или обратно возрастать въ томъ же направленіи. Въ первомъ случаѣ получается *барометрической максимумъ* или *антициклонъ*, какъ его называютъ иначе, во второмъ — *барометрической минимумъ* или *циклонъ*. Въ обоихъ этихъ случаяхъ изобары окружаютъ центръ такого вихря болѣе или менѣе правильными овалами. Круговыя изобары никогда въ действительности не наблюдаются и представляютъ только теоретическій, наиболѣе простой случай вихревого движенія: наблюденія же обыкновенно показываютъ, что изобары вмѣютъ въ этомъ случаѣ конвекцій форму, приближающуюся къ эллипсамъ, и только въ тропическихъ циклонахъ центральныя изобары иногда близки къ кругу. Не рѣдко наблюденія, устанавливая несомнѣнную

наличность центра пониженного или повышенного давления, показывают однако, что вызвавшее конвекцию возмущение, занимая иногда большія пространства, оказывается недостаточнымъ, для того, чтобы развилась типичная форма барометрическаго минимума или максимума; въ этомъ случаѣ изобары имѣютъ неправильную форму и даютъ не рѣзко очерченныя области пониженнаго давления (или барометрическія депрессіи) или повышеннаго давления.

83. **Барометрическій минимумъ.** При развитіи барометрическаго минимума, какъ это было уже указано выше (стр. 256, черт. 116), массы воздуха должны внизу притекать къ центру вихря по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ въ сѣверномъ полушаріи, по часовой стрѣлкѣ въ южномъ; направленіе вѣтра должно составлять съ направлениемъ градіента и съ изобарами на всей площади вихря уголъ, зависящій только отъ широты мѣста и коэффиціента тренія.

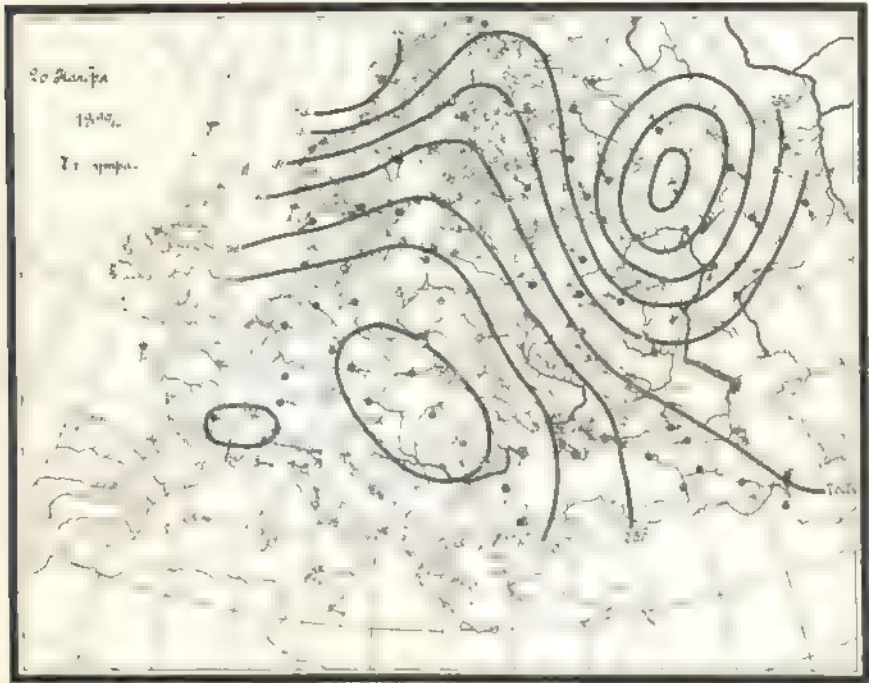
Черт. 134 и 135 представляютъ барометрическій минимумъ, каковыя онъ является на обычныхъ синоптическихъ картахъ въ ежедневномъ Бюллетенѣ (Л. Физ. Обс., карты ¹⁾) даютъ наглядное изображеніе погоды вблизи земной



Черт. 134. Уменьшенная карта погоды 25 ноября 1899 г. въ 9 ч. веч.

¹⁾ Черт. 134 и 135 представляютъ уменьшенныя копии съ картъ ежедневнаго Бюллетеня. Для пониманія такой карты необходимо имѣть въ виду слѣдую-

поверхности, черт. 135 даёт распределение погоды для всей Европы в 7 час. утра 26 ноября 1899 г. Расположение изобарь указывает довольно глубокий барометрический минимум, центр которого близ Вятки (здесь



Черт. 135 Уменьшенная карта погоды 26 ноября 1899 г в 7 ч у

давление на уровнѣ моря 734,9 мм.). Отсюда во всѣ стороны давление повышается и въ центральной Европѣ обрѣсывается центр повышеннаго

давленія. На основаніи одновременныхъ наблюдений, сообщаемыхъ въ Г Ф О, на этой картѣ сплошными линиями проведены изобары. При кружечкахъ, соответствующихъ станціямъ, прилагающимъ телеграфныя сообщенія о погодѣ въ Г Ф О, цифрами обозначаются температуры въ моментъ наблюденья, стрѣлками — направленіе вѣтра, число штриховъ на стрѣлкахъ даетъ силу вѣтра въ шкалѣ Бюфорта. Степень затѣненія кружечка выражаетъ облачность: незатѣненный кружечекъ соответствуетъ совершенно безоблачному небу, при полѣ, совершенно покрытомъ облаками, кружечекъ затѣняется цѣликомъ, затѣненіе на $\frac{1}{4}$, $\frac{2}{4}$, $\frac{3}{4}$ соответствуетъ небу, покрытому въ такой же части облаками. Наконецъ особые условные знаки служатъ для отмѣтки различныхъ метеорологическихъ явленій, списокъ этихъ условныхъ обозначеній приводится обыкновенно при картѣ.

Въ Бюллетенѣ, какі уже упоминалось, содержатся синоптическія карты для 7 ч у для наблюденья и для 9 часъ вѣч. предшествующаго дня. Кроме того на двухъ следующихъ страницахъ Бюллетеня приводятся цифровыя данныя, которыя послужатъ для построенья картъ. При картахъ дается всегда краткій обзоръ погоды на основаніи Бюллетеня и, когда это возможно, предсказаніе погоды на 1 сутки впередъ.

давления (Краковъ 77° 2') Если прослѣдить направление вѣтровъ въ области барометрическаго минимума, принимая за границу такового изобару 755 мм., то не трудно убѣдиться, что въ общемъ, исключая единичныя, случайныя отступленія, вѣтры дѣйствительно приносятъ массы воздуха къ центру вихря по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ. Карта показываетъ далѣе, что въ области, занимаемой барометрическимъ минимумомъ, на правой сторонѣ отъ его центра преобладаетъ пасмурная, теплая погода съ часто обильными осадками (сильная оттепель въ Перми, Троицкѣ, Екатеринбургѣ, Уфѣ, Уральскѣ, Оренбургѣ, Астрахани и т. д.) мѣстами здѣсь температуры на 10°—12° выше нормы (Чердынь, Пермь, Екатеринбургъ, Троицкъ, Оренбургъ и т. д.); пасмурная погода мѣстами сопровождается сильными вѣтрами, до 9 балловъ по Бофарту т. е. до 20 м. въ сек. (Елабуга). На лѣвой сторонѣ вихря температуры значительно ниже, — особенно на сѣверо-западѣ России: здѣсь температуры уже далеко ниже нормы (Алеоборгъ на 11°.4, Гельсингфорсъ на 6.5, Харьковъ на 3.1, Елизаветградъ на 3.7); облачность значительно уменьшается, осадки рѣже, вѣтры ослабѣваютъ по мѣрѣ удаления отъ центра. Если сравнить карты на черт. 134 и 135, легко видѣть, что за 10 часовъ, отдѣляющихъ моменты наблюденій для той и другой, барометрическій минимумъ сдвинулся къ сѣверо-востоку.

Для составленія достаточно полной картины погоды въ подобномъ вихрѣ необходимы, конечно, многочисленныя наблюденія: мѣстные причины въ каждомъ отдельномъ случаѣ въ значительной степени могутъ и дѣйствительно измѣняютъ погоду отдельныхъ частей вихря. Поэтому необходимо прослѣдить циркуляцію воздуха и погоду въ районѣ вихря—какъ результатъ изучения длиннаго ряда барометрическихъ минимумовъ.

Исследования К. Л. Лей и Гильдебрандсона для Европы, Х. Клайтона для Америки устанавливаютъ, что вокругъ барометрическаго минимума болѣе или менѣе полно наблюдается въ дѣйствительности предсказываемая теоріею циркуляція массъ воздуха.

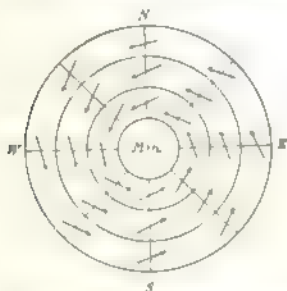
Черт. 136 и 137 даютъ по Гильдебрандсону, какъ среднее изъ многочисленныхъ наблюденій, систему вѣтровъ вокругъ центра вихря вблизи земной поверхности и на высотѣ перистыхъ облаковъ: концентрическія окружности на чертежахъ представляютъ собою внутреннюю и вѣшнюю части вихря. Направление вѣтра вокругъ минимума въ различныхъ его частяхъ представлено стрѣлками, поставленными на черт. 136 и 137.

Изъ этихъ чертежей ясно видно, что въ барометрическомъ минимумѣ вообще нижне вѣтры составляютъ съ градиентомъ вѣдѣ уголъ, менѣйшій 90°, въ среднемъ около 60°, вправо отъ направления градиента. Въ нижнемъ слое массы воздуха, значитъ, дѣйствительно движутся къ центру вихря. Верхнія теченія, наблюдаемая по движению перистыхъ облаковъ, напротивъ, направлены отъ центра вихря къ периферіи: только во внутренней части вихря въ лѣвой его сторонѣ вѣтры на высотѣ перистыхъ облаковъ (черт. 137) направлены къ центру.

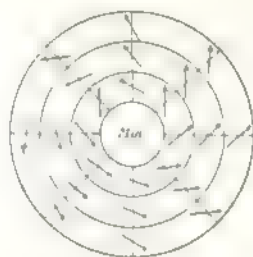
Такимъ образомъ надъ барометрическимъ минимумомъ, наблюдаемымъ вблизи земной поверхности, на высотѣ перистыхъ обла-

ковъ всегда существуетъ оттокъ воздуха отъ центра къ периферіи, которымъ притекающія снизу массы воздуха выносятся изъ вихря слова въ окружающую атмосферу. На некоторой средней высотѣ должны существовать переходныя отъ нижнихъ къ верхнимъ теченія въ области минимума на этой высотѣ массы воздуха будутъ, следовательно, двигаться по изобарамъ. Наблюденія действительно показываютъ, что это такъ и есть на высотѣ кучевыхъ и слоисто-кучевыхъ облаковъ.

Направление вѣтровъ въ барометрическомъ минимумѣ соответствуетъ такимъ образомъ внизу, у земной поверхности закону Бюйе-Валло: *центръ минимума лежитъ действительно всегда прямо впереди отъ наблюдателя, расположеннаго лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ; надъ минимумомъ перистыя облака тому же наблюдателю всегда кажутся движущимися вправо отъ направления нижняго вѣтра.*



Черт. 136 Направление вѣтровъ рблизи земной поверхности въ барометрическомъ минимумѣ по Гальдебравдессону.



Черт. 137 Направление вѣтровъ на высотѣ перистыхъ облаковъ въ минимумѣ по Гальдебравдессону.

Наблюденія надъ движениемъ перистыхъ облаковъ, приведенныя выше на черт. 137, опредѣленно говорятъ однако, что механизмъ движения воздушныхъ массъ, обычно наблюдаемый въ минимумѣ, не вполне отвѣчаетъ схемѣ циркуляціи, рисующейя на основаніи общихъ соображеній о механизмѣ конвекціи. Если бы надъ барометрическимъ минимумомъ, какъ въ теоретически разобранномъ случаѣ термической конвекціи, существовали градиенты, направленные отъ центра къ периферіи, подъ дѣйствіемъ суточного вращенія земли около оси движенье это должно было бы происходить по логарифмической спирали, совершенно подобной той, какая получается внизу у земной поверхности — только движенье здѣсь было бы направлено *по часовой стрѣлкѣ*. Въ дѣйствительности движенье на высотѣ перистыхъ облаковъ въ барометрическомъ минимумѣ идетъ иначе, — такъ, какъ будто массы воздуха и наверху по изобарамъ продолжаютъ двигаться въ томъ же направленіи, какъ они шли снизу, и если бы градиентъ здѣсь былъ направленъ отъ центра къ периферіи, то онъ какъ бы отклоняется отъ него вправо, ясно этимъ показывая, что здѣсь движенье происходитъ не подъ дѣйствіемъ

направленных внаружу градиентовъ, а по инерціи — по тому же направлению, какъ и снизу.

Тоже самое, какъ уже было замѣчено въ своемъ мѣстѣ (ср. стр. 280), наблюдается и въ полярныхъ вихряхъ великой атмосферной циркуляціи.

Съ удаленіемъ отъ земной поверхности давление быстро уменьшается, следовательно увеличивается объемъ поднимающихся воздушныхъ массъ; въ тоже время съ удаленіемъ отъ земли убываетъ, какъ было показано ранѣе, коэффициентъ тренія, и скорость движенія массъ воздуха растетъ параллельно его уменьшенію. Чтобы при этихъ условіяхъ могли въ высокихъ слояхъ атмосферы помѣститься приносимыя низкими течениями минимума массы воздуха, чтобы здѣсь не происходило, значить, накопленія воздуха, притокъ воздуха въ барометрическомъ минимумѣ на сравнительно уже небольшихъ высотахъ долженъ переходить въ оттокъ. Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что на высотахъ много ниже перистыхъ облаковъ вѣтры въ минимумѣ направлены внаружу; а высокія облака, выше 10—15 км., нерѣдко уже пмѣютъ надъ минимумомъ совершенно независимое отъ него движеніе. Эти факты заставляютъ думать, что высоту барометрическаго минимума вообще нужно считать не болѣе 10—15 км. Наблюденія надъ направлениемъ и скоростями движенія облаковъ въ Америкѣ показали Биджелу, что здѣсь высота барометрическихъ минимумовъ не достигаетъ даже среднихъ высотъ перистыхъ облаковъ. И для Европейскихъ минимумовъ въ большинствѣ случаевъ высота эта рѣдко превосходить 4 км. Параллельно съ этимъ горизонтальные поперечники этихъ вихрей достигаютъ нѣсколькихъ сотенъ и даже тысячъ километровъ. Барометрическій минимумъ представляетъ собою такимъ образомъ *очень плоскую, растянутую по горизонтальному направлению вихревую систему*, высота которой обыкновенно не превосходить 2—5% ея поперечника.

Форма изобаръ для барометрическаго минимума, какъ уже было указано, обыкновенно приближается къ эллиптической. Большая ось эллипса направлена въ Европѣ отъ WSW къ ENE, въ Сѣв. Америкѣ на N35°E. Средній радиусъ барометрическаго минимума, считая его периферію по изобарѣ 760 мм., въ Сѣв. Америкѣ достигаетъ 1200 км., на Атлантическомъ океанѣ до 1600 км.; въ исключительныхъ случаяхъ наблюдались еще болѣе поперечники. Когда рядъ барометрическихъ минимумовъ слѣдуетъ одинъ за другимъ, область пониженнаго давления можетъ растянуться до 10000 км. Отношеніе наибольшаго къ наименьшему поперечнику можно считать для барометрическаго минимума въ среднемъ равнымъ 1.8.

Изобары распределяются въ области минимума обыкновенно неравномѣрно. Онѣ болѣе тѣсно сближены на южной сторонѣ вихря въ Западной Европѣ, въ Сѣв. Америкѣ и въ Россіи — на западной. Градиентъ, который измѣряется

изменіемъ давленія на днѣхъ 1° широты, оказывается наибольшимъ на небольшихъ разстояніяхъ отъ центра. Сила вѣтра, пропорціональная градиенту, въ среднемъ наибольшей величины достигаетъ на южной и западной сторонѣ вихря, — тамъ, гдѣ градиентъ наибольший.

Уголъ, составляемый вѣтромъ съ направлениемъ градиента, не можетъ оставаться на всей площади вихря постояннымъ: онъ будетъ наибольшимъ тамъ, гдѣ больше скорости вѣтра и гдѣ меньше коэффициентъ тренія. Для Европейскихъ минимумовъ на западной сторонѣ вихря углы больше, чѣмъ на восточной. Слѣдующая табличка даетъ, по Арренусу, очень наглядное представление объ измененіяхъ этого угла въ зависимости отъ коэффициента тренія ¹⁾. Наблюденія даютъ этотъ средній уголъ отклоненія отъ градиента: для Сѣвернаго Атланта океана 80°, Зап. и Сѣв. Европы 68°, Средняя Европы 44°, Соедин. Штатовъ С.-А. 43°, горы Шнеекопфе (1600 м.) 74°.

Уголъ отклоненія дѣйствительно въ гористой, пересѣченной материковой мѣстности (Средн. Европа, Соед. Штаты) — наименьшій, на океанахъ наибольшій. Уголъ отклоненія мало измѣняется по мѣрѣ удаленія отъ центра вихря; онъ измѣняется только въ зависимости отъ силы вѣтра и отъ величины градиента. По Швиндлеру для Лябавы:

средній градиентъ	1.5	2.0	2.6 мм.,
средняя скорость вѣтра	7.2	13.3	21.4 м. въ сек.,
средній уголъ отклоненія	61°	64°	70°.

Величина градиента для минимумовъ среднихъ широтъ рѣдко превышаетъ — 4—5 мм. на 1° широты въ одномъ случаѣ (въ Шотландіи 14 окт 1881) наблюдался градиентъ въ 13 мм., больше 15 мм. градиенты наблюдаются только въ тропическихъ циклонахъ или штормахъ.

84. Обликъ погоды въ барометрическомъ минимумѣ. Погода въ различныхъ частяхъ влоинѣ развивающагося барометрическаго минимума опредѣляется адиабатическими измѣненіями состоянія воздуха подъ вліяніемъ вертикальной слагающей во первыхъ и системою вѣтровъ, возникающихъ вокругъ центра пониженнаго давленія вблизи земной поверхности во вторыхъ. Эти двѣ причины создаютъ для различныхъ частей минимума чрезвычайно типичный обликъ погоды.

Прежде чѣмъ говорить о погодѣ различныхъ частей барометрическаго минимума, необходимо замѣтить вообще, что циркуляція воздуха, образующаяся вокругъ центра слабого давленія, стремится выполнить образовавшееся пониженіе давленія тѣми массами, кото-

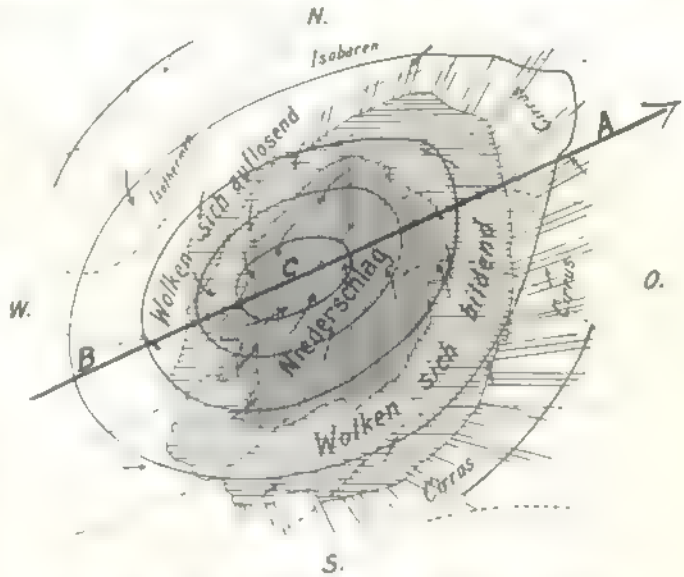
¹⁾ На синоптическихъ картахъ иногда для отлѣчныхъ стояцій направленіе вѣтра не только не совпадаетъ съ градиентомъ, но даже составляетъ съ нимъ такой уголъ. Это, очевидно, и въ результатъ инерціи движущихся массъ воздуха, — да послѣ измѣненія направленія градиента движеніе еще продолжается по старому его направленію; или же это можетъ быть результатомъ мѣстныхъ вѣтровъ, ускользающихъ отъ взгляда при маломъ числѣ стояцій и маломъ масштабѣ картъ и при сравнительно рѣдко (черезъ 5 мм.) проведенныхъ изо-

рья движутся по низу; наоборотъ оттокъ, образующійся вверху минимума, стремится поддержать или усилить вихрь. Само собою разумѣется, что въ такомъ случаѣ, когда притокъ преобладаетъ надъ оттокомъ воздушныхъ массъ, возникшій барометрическій минимумъ будетъ мало по малу выполняться или заравниваться: обратно минимумъ развивается, усиливается, если оттокъ значительно превышаетъ притокъ воздуха. Также самое соотношение между притокомъ и оттокомъ наблюдается не только въ вертикальномъ направленіи, но и въ горизонтальномъ. Вслѣдствіе чрезвычайно большого разнообразія въ физическихъ свойствахъ различныхъ точекъ земной поверхности образовавшійся минимумъ никогда не будетъ въ дѣйствительности вполнѣ симметричнымъ во всѣхъ своихъ частяхъ: всегда притокъ или оттокъ съ одной стороны будутъ сильнее, нежели съ другой. А тогда совершенно естественно, что образовавшійся минимумъ будетъ стремиться перемѣщаться въ известномъ направленіи туда именно, гдѣ происходитъ наиболѣе сильный оттокъ, или оттуда, гдѣ происходитъ наиболѣе сильный притокъ. Далѣе будутъ подробно разобраны причины перемѣщенія этихъ вихрей, теперь только важно указать, что обыкновенно *минимумъ перемѣщается по земной поверхности въ некоторомъ направленіи и это направленіе его перемѣщенія тѣснѣйшимъ образомъ связано съ распредѣленіемъ погоды въ области вихря.*

Вслѣдствіе неодинаковости физическихъ условий различныя точки земной поверхности будутъ имѣть одновременно неодинаковую температуру, а вмѣстѣ съ нею неодинаковую и абсолютную, и относительную влажность. Поэтому въ различныхъ части барометрическаго минимума, занимающаго достаточно большую площадь, должны притекать различныя по температурѣ и влажности воздушныя массы. Приближаясь къ центру вихря по спиралямъ, онѣ получаютъ быстро растущія вертикальныя слагающія, и горизонтальное ихъ перемѣщеніе, съ приближеніемъ къ центру вихря, превращается въ восходящее движеніе, совершающееся съ постепенно растущими въ вертикальномъ направленіи скоростями. Чѣмъ влажнѣе воздухъ, тѣмъ скорѣе дойдетъ онъ при адиабатическомъ пониженіи температуры вслѣдствіе восходящаго движенія до насыщения водяными парами: чѣмъ выше его температура, тѣмъ большее количество паровъ будетъ онъ содержать и тѣмъ большее количество воды перейдетъ, слѣдовательно, въ капельно-жидкое состояніе при конденсаціи. Вслѣдствіе этого-то различныя части барометрическаго минимума и имѣютъ прежде всего чрезвычайно типичную для нихъ облачность съ болѣе или менѣе обильными осадками.

При нормальномъ распредѣленіи температуръ по земной поверхности какъ эти температуры, такъ и абсолютныя влажности должны убывать отъ экватора къ полюсамъ. Параллельно съ этимъ барометрическіе минимумы среднихъ широтъ движутся въ сѣверномъ полушаріи обыкновенно въ среднемъ отъ WSW на ENE. При такихъ условіяхъ черт.

138 даетъ типичное распредѣленіе метеорологическихъ элементовъ въ области минимума. Линія АВ на чертежѣ представляетъ направление движенія; С—центр вихря; этотъ центръ сожнутыми овалами окружаютъ изобары (сплошныя линіи); небольшія стрѣлки показываютъ направление вѣтра въ разныхъ частяхъ вихря.



Черт. 138. Схема распредѣленія погоды къ области минимума.

Въ правую, *первою по направлению движенія* часть минимума притекають, описывая спирали, массы воздуха съ SE, S, SW, — следовательно массы воздуха, имѣющая температуру болѣе высокую и вследствие того болшую абсолютную влажность, чѣмъ воздухъ около центра минимума. Охлаждаясь уже отъ движенія къ сѣверу, эти теплыя и влажныя массы воздуха еще быстрее охлаждаются, начиная съ приближеніемъ къ средней части вихря подыматься вверхъ, при этомъ онѣ быстро достигаютъ насыщения. Чѣмъ выше онѣ поднимаются, тѣмъ больше переходитъ паровъ въ жидкое состояніе, тѣмъ гуще, следовательно, должны быть облака, изъ этихъ паровъ образующіяся. По мѣрѣ конденсаціи облака начинаютъ разрѣшаться дождемъ, который къ центру вихря становится все интензивнѣе и обильнѣе. Поднявшіеся на большія высоты, вода переходитъ въ твердое состояніе; наверху минимума образуются потому облака изъ ледяныхъ кристалловъ. Подваченныя сверху течениями, направленными къ востоку, эти

облака въ видѣ мощнаго покрова изъ перистыхъ формъ далеко растягиваются впереди минимума съ его восточной стороны; съ приближеніемъ къ центру они переходятъ сначала въ перистослоистыя, затѣмъ въ высоко-слоистыя («блѣдное» солнце или луна); еще ближе къ центру вихря на фонѣ этихъ высокослоистыхъ облаковъ показываются типичныя обрывки дождевыхъ, начинается мелкій обложной дождь, усиливающийся по направленію къ центру параллельно съ пониженіемъ барометра и усиленіемъ вѣтра.

Въ лѣвую, *заднюю* сторону минимума притекають вѣтры отъ NW, N и NE, изъ странъ съ низкою температурою и малою абсолютною влажностью. Нагрѣваясь съ приближеніемъ къ центру вихря при переходѣ въ мѣста болѣе высокой температуры, эти массы воздуха должны удалиться отъ насыщенія; сверхъ того наблюденія показываютъ, что восходящее движеніе, свойственное передней части вихря, въ задней его сторонѣ часто смѣняется *нисходящимъ*. Въ этомъ послѣднемъ случаѣ къ непосредственному нагрѣванію присоединяется еще адиабатическое повышение температуры, и нагрѣваніе массъ воздуха становится еще интензивнѣе. Параллельно съ повышеніемъ температуры при отсутствіи притока водяныхъ паровъ должна уменьшаться и относительная влажность этихъ массъ воздуха. Въ силу этихъ причинъ въ задней части минимума никогда не наблюдается тѣхъ обложныхъ формъ облаковъ, какія свойственны передней части вихря. По мѣрѣ удаленія отъ центра вихря въ эту сторону плотныя дождевыя облака съ обильными осадками быстро ослабѣвають, переходятъ въ слоисто-кучевыя, чаще въ высоко-кучевыя или разорванно-кучевыя. Въ просвѣтѣ между облаками появляется ясное небо; временами солнечная, ясная погода смѣняется здѣсь быстро проходящими дождями и на небольшомъ разстояніи отъ центра вихря наступаетъ полное проясненіе неба.

Параллельно съ этими типичными облачностью и осадками рѣзко различаются и температуры обѣихъ частей барометрическаго минимума. Теплыя южныя теченія, большая облачность, — какъ защита отъ потери тепла излученіемъ, и огромныя количества тепла выдѣляемыя при конденсаціи паровъ, — все эти причины ведутъ къ тому, что температуры передней части барометрическаго минимума оказываются аномально повышенными, — особенно въ холодное время года, когда разности между температурами широтъ — наибольшія; лѣтомъ повышенная облачность, защищающая отъ инсоляціи земную поверхность, можетъ вести къ обратному распредѣленію температуръ въ барометрическомъ минимумѣ. Наоборотъ холодныя сѣверныя теченія при малой облачности производятъ пониженіе темпе-

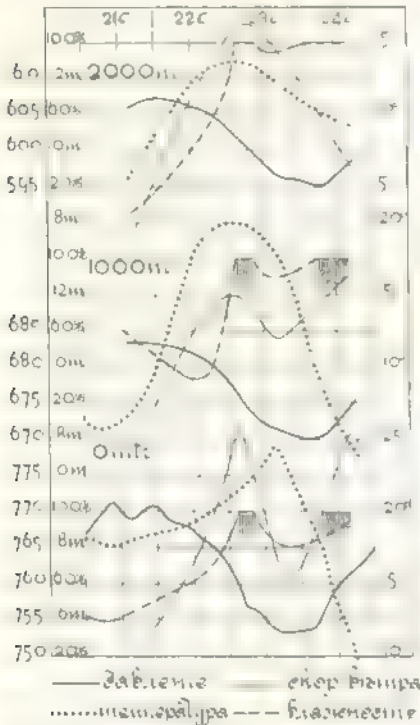
ратуръ сравнительно съ нормою въ задней, лѣвой части минимума. Совершенно потому же сѣверная сторона всегда холоднѣе южной части вихря. Пунктирные линии на черт. 138 показываютъ ходъ изотермъ въ области барометрическаго минимума: расположеніе изотермъ подтверждаетъ сказанное.

Само собою разумѣется, что изложенное относится къ такому барометрическому минимуму, который развился бы при близкомъ къ правильному распредѣленіи температуръ (существенно не отклоняющихся отъ круговъ параллелей въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія). Это дѣйствительно въ среднемъ изъ наблюдений имѣетъ мѣсто для центральной Европы и Соединенныхъ Штатовъ Сѣверной Америки: въ среднемъ годовомъ изотермѣ и здѣсь, и тамъ не уклоняются значительно отъ круговъ широтъ. Но въ каждомъ частномъ случаѣ, для каждой отдѣльной страны распределеніе погоды въ области минимума можетъ существенно отличаться отъ описаннаго оно мѣняется въ зависимости отъ времени года и отъ мѣстныхъ условій. Сказанное понятно само собою.

Лѣтомъ температуры по земной поверхности распредѣлены гораздо равномернѣе, чѣмъ зимою, разности температуръ и влажностей поэтому для двухъ различныхъ широтъ лѣтомъ — значительно меньше, чѣмъ въ зимніе мѣсяцы. А вследствие этого и *типичная особенность погоды въ минимумѣ рѣже выражены, и самые вихри болѣе глубоко и сильно развиты зимою, чѣмъ лѣтомъ*. Вообще нормально развившіеся, глубокой барометрической минимумы лѣтомъ въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія явленіе сравнительно рѣдкое, тогда какъ зимою и особенно въ переходныя времена года барометрическіе минимумы всегда отличаются и сравнительно большею глубиною, и правильною формою, и наконецъ типично развитыми особенностями погоды въ различныхъ своихъ частяхъ.

Когда распредѣленіе температуръ, а съ ними и влажностей отстаетъ отъ нормальнаго для того района, гдѣ развился барометрическій минимумъ, мѣняется соответственно этому и распределеніе погоды въ области вихря. При этомъ всегда тѣ вѣтры и та часть барометрическаго минимума будутъ, конечно, отличаться повышенными температурами, большою влажностью, значительною облачностью и болѣе интенсивными осадками, куда притекаетъ воздухъ изъ мѣстъ съ высокою температурою и абсолютною влажностью; и наоборотъ болѣе низкія температуры, малая влажность и облачность всегда въ минимумѣ будутъ отвѣчать вѣтрамъ, притекающимъ изъ мѣстъ съ болѣе низкими температурами. Такъ на американскомъ восточномъ побережьи Атлантическаго океана вос-

точные вѣтры будутъ теплыми и влажными и, соответственно этому, восточная и сѣверная стороны минимума отличаются повышенными температурами и обильными осадками западные же вѣтры здѣсь несутъ холодъ и сравнительную сухость.



Черт. 139. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ минимумѣ 21—24 сент. 1898 г. на различныхъ высотахъ.

ристо-слоистыя (Сг.—Сс), высокія слоистыя (Ал.—Сл.) и дождевыя (N.) облака, таяща по мѣрѣ приближенія къ центру вихря усиливающіеся осадки. Въ задней сторонѣ вихря облака быстро разрѣшаются въ высокая лучевыя (Ал.—Сл.), свидѣтельствующія, что здѣсь идетъ перемѣшиваніе слоевъ воздуха различныхъ температуръ и влажностей.

Чертежи 139 и 140 представляютъ ходъ метеорологическихъ элементовъ во время прохожденія минимума и сѣченія вихря по непосредственнымъ записямъ, полученнымъ Ротчемъ при помощи зифевъ на обсерваторіи Голубой горы (близъ Бостона въ Сѣв. Америкѣ). На черт. 139 изображены изотермы и линіи равной влажности на различныхъ высотахъ въ теченіе 4 дней (21—24 сент. 1898 г.), когда центръ барометрическаго минимума прошелъ чрезъ Бостонъ и

Страна минимума съ повышенными температурами, большой влажностью и обильными осадками всегда въ тоже время является и передней его частью, тогда какъ область пониженныхъ температуръ и бѣдныхъ осадковъ—всегда будетъ его задней частью. Движеніе барометрическаго минимума всегда неизмѣнно связано съ распределеніемъ въ немъ погоды, и минимумъ движется впередъ тою частью, гдѣ температуры повышены, облачность и влажность велики и осадки обильны, оставляя позади ту часть, гдѣ температуры низки и вѣтры сухи.

Въ вертикальномъ сѣченіи минимума, какимъ оно должно представляться на основаніи всего, сказаннаго выше, распределеніе облачности будетъ очень типичнымъ. Далеко къ востоку надъ вихремъ вытягивается тонкій покровъ перистыхъ облаковъ, постепенно переходящій въ болѣе плотныя перисто-слоистыя (Сг.—Сс), высокія слоистыя (Ал.—Сл.) и дождевыя (N.) облака, таяща по мѣрѣ приближенія къ центру вихря усиливающіеся осадки. Въ задней сторонѣ вихря облака быстро разрѣшаются въ высокая лучевыя (Ал.—Сл.), свидѣтельствующія, что здѣсь идетъ перемѣшиваніе слоевъ воздуха различныхъ температуръ и влажностей.

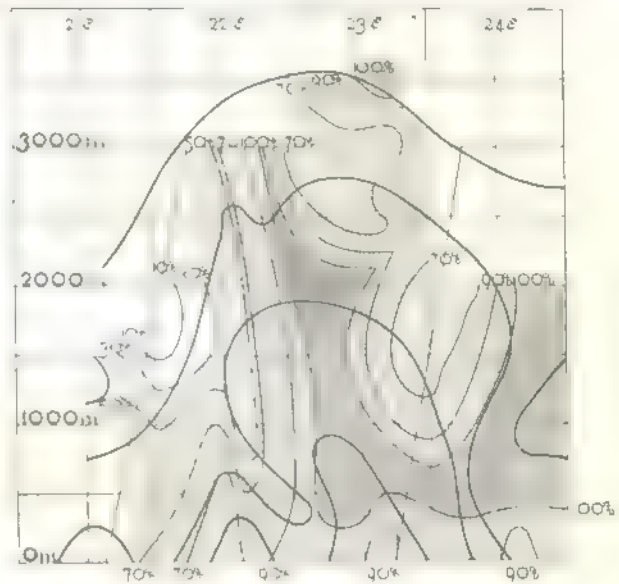
обсерваторию: вертикальная линия 23—24 сент. на черт. 140 дает центр вихря. Чертежи эти действительно показывают, что температуры аномально повышены, влажности велики, осадки обильны в передней части вихря, в задней его части температуры быстро падают, влажности же остаются без значительных изменений. В центр вихря обращает на себя внимание вливающаяся сверху масса сухого воздуха, уменьшающая на высотах больше 1000 м. влажность до 70%, и ниже, которая далее исчезает при удалении от центра вихря. На чертеж 137 также уже было отмечено, что направление вѣтровъ в задней части минимума для верхних слоев атмосферы ясно указывает на движение здесь массъ воздуха, направленное къ центру вихря.

Затѣмъ изученіе распределенія и хода метеорологическихъ элементовъ для минимумовъ и ранѣе уже привело Кя. Дея къ заключенію, что, по крайней мѣрѣ, въ некоторыхъ изъ вихрѣ надо допустить нисходящее движение в задней части вихря. Правда, — на черт. 141 и 142, дающихъ ходъ элементовъ и разрѣзъ въ другомъ минимумѣ здѣсь же 31 окт. — 2 ноября 1899 г., ничего подобнаго нѣтъ, и строеніе минимума болѣе отвѣчаетъ теоретическимъ представленіямъ.

Такимъ образомъ черт. 130 и 140 определенно указываютъ, что въ некоторыхъ минимумахъ возможно въ центральной и задней части вихря не восходящее, а нисходящее движеніе массъ воздуха. Въ тропическихъ штормахъ это явленіе постоянно имѣть мѣсто.

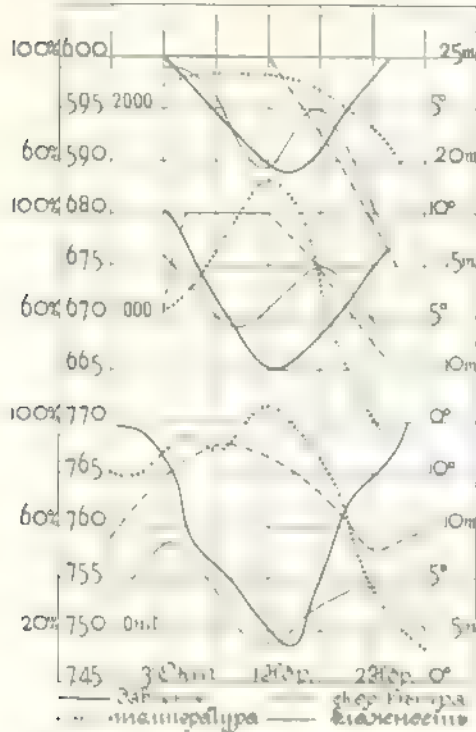
Въ достаточномъ согласіи съ приведенными выше наблюденіями Ротча стоятъ данныя, опубликованныя Тейссеранъ-де-Боромъ на основаніи полетовъ европейскихъ шаровъ зондовъ. Черт. 143 даетъ схематическій набросокъ циркуляціи воздушныхъ массъ въ минимумѣ 27 апр. 1901 г.; здѣсь ясно видно нисходящее движеніе в задней части минимума и мощный восходящій токъ в передней. Интересно также слѣдующее: карта изобаръ и воздушныхъ теченій на высотѣ 9 км. для этого минимума показала, что высота минимума менѣе 9 км., такъ какъ воздушныя теченія здѣсь подъ влияніемъ вихря почти не испытали измѣненій.

Ось барометрическихъ минимумовъ, какъ это можно видѣть изъ чертежей 140 и 142, оказывается наклонною къ ихъ холодной сторонѣ въ Америкѣ это — ихъ западная часть, въ западной Европѣ — сѣверо-западный квадратъ.



Черт. 140. Вертикальное сѣченіе барометрическаго минимума 21—24 сент. 1898 г.

Явление это находитъ себѣ объясненіе въ томъ, что паденіе барометра, вызываемое восходящимъ потокомъ, идетъ снизу, постепенно распространяясь на болѣе высокіе слои и наиболѣе сильно тамъ, гдѣ наибольшій притокъ теплаго и влажнаго воздуха. Въ тыльной же части, наоборотъ, имѣетъ мѣсто опусканіе внизъ холоднаго и сухого воздуха, повышающаго давление наиболѣе рѣзко внизу. Поэтому вѣроятно, какъ замѣчаетъ А. И. Воейковъ, въ С.-Американскихъ минимумахъ, гдѣ именно и замѣчено это опусканіе холоднаго воздуха въ тылу минимума, — и наклонъ оси выраженъ яснѣе. Вълѣдствіе этого центръ минимума проходитъ обычно на горахъ поздне, чѣмъ въ долинахъ. Такъ онъ оказывается западывающимъ на 8 часа на горѣ Вашингтонъ (Сѣв. Америка, выс. 1900 м.) и почти на 6 час. на горѣ Пайксъ-Пикъ (4300 м., тамъ же), сравнительно съ окружающею равниною.



Черт. 141. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ минимумѣ 31 окт.—2 ноября. 1899 г. на различныхъ высотахъ

85. Тропическіе минимумы. Барометрическіе минимумы, наблюдаемые внутри тропиковъ, близки къ вихрямъ, ранѣе описаннымъ.

Барометрическіе минимумы тропического пояса, — *тропическіе штормы* или *циклоны* въ собственномъ смыслѣ этого слова, — носятъ также мѣстные названія: вѣсть-индскіе — *ураганы* или *орканы*, въ восточной Азіи — *тайфуны*. Существенныя ихъ отличія отъ минимумовъ среднихъ широтъ,

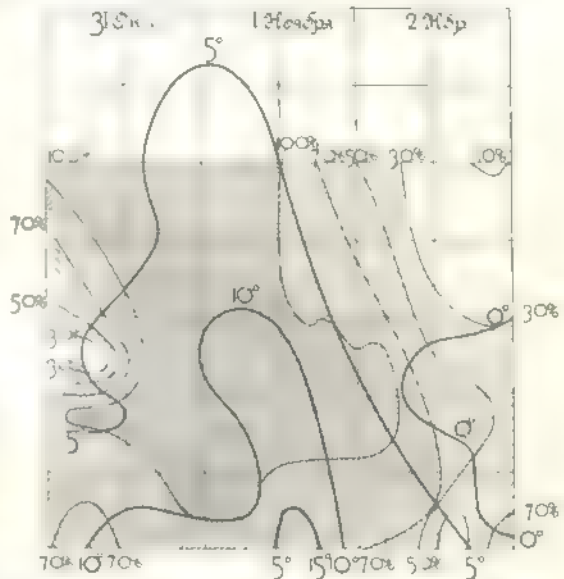
по Ханну, таковы: 1) ихъ сравнительно рѣдкое появленіе, связанное обыкновенно съ совершенно определенными мѣстами земной поверхности. 2) ихъ малый поперечникъ параллельно съ несравненно болѣе рѣзкимъ пониженіемъ барометра, большими градиентами и съ гораздо большими силами вѣтра; 3) постоянно наблюдаемая въ центрѣ вихря очень небольшая область полного затмѣнья, обыкновенно связанная съ очень непродолжительнымъ проясненіемъ неба при этомъ; 4) паденіе барометра, — чрезвычайно рѣзкое и быстрое, начинающееся вмѣстѣ съ усиленіемъ вѣтра до скорости шторма и также быстро переходящее въ рѣзкое и быстрое повышеніе, останавливаю-

щееся съ его прекращеніемъ: 5) медленное движеніе, направленное внутри тропиковъ отъ востока къ западу, т. е. обратное направленію движенія внѣтропическихъ вихрей. 6) ихъ быстрое исчезновеніе со вступленіемъ на сушу и неспособность переходить даже сравнительно низкія горныя цѣли, вслѣдствіе этого тропическіе ураганы по преимуществу наблюдаются на морѣ.

Ураганы тропическаго пояса наблюдаются въ опредѣленныхъ только его областяхъ; прилегающая къ Сѣверо-Американскому матеріку часть тропическаго Атлантическаго океана (Антильское море), сѣверная окраина Индійскаго океана (заливы Бенгальскій и Аравійскій), Китайское море (у Филиппинъ), южный Индійскій океанъ и западная тропическая часть южнаго Тихаго океана— мѣста, гдѣ наблюдаются ураганы.

Подобно тому, какъ и въ минимумахъ среднихъ широтъ, изобары тропическихъ циклоновъ представляютъ собою эллипсы, хотя менѣе вытянутые, чѣмъ въ минимумахъ среднихъ широтъ: среднее отношеніе большой полуоси эллипса къ малой здѣсь не превышаетъ 1 1/2; во многихъ случаяхъ наблюдались даже еще меньшія отношенія, —особенно для центральныхъ изобаръ. Большая ось эллипса также совпадаетъ обыкновенно съ направлениемъ движенія вихря, хотя въ нѣкоторыхъ случаяхъ она составляла съ нимъ замѣтный уголъ.

При значительно меньшихъ поперечникахъ, чѣмъ въ вихряхъ среднихъ широтъ, и при гораздо болѣе значительныхъ, чѣмъ тамъ, паденіяхъ барометра въ центрѣ вихря, массы воздуха должны, подъ влияніемъ несравненно большихъ градиентовъ, двигаться здѣсь съ гораздо большими скоростями. Дѣйствительно въ тропическихъ циклонахъ наблюдались исключительные по своей величинѣ градиенты, скорости вѣтра и высоты барометра. Такъ въ прошедшемъ надъ Багамскими островами циклонѣ 1 октября 1899 г. давленіе въ центрѣ вихря упало до 70.3 мм., тогда какъ на разстояніи 400 км. отсюда давленіе было 750 мм.: поперечникъ вихря не превосходилъ, слѣдовательно, 1000 км. Величины градиента при этомъ достигали 1.3—1.4 мм. на 1° широты; въ те-

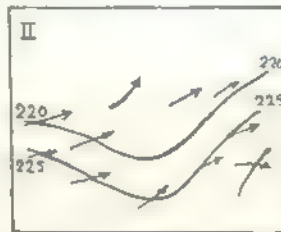
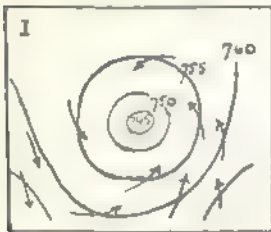


Черт. 142. Вертикальное сѣченіе минимума
31 окт.—2 ноября 1899 г.

ченіе одного часа барометръ упалъ на 18 мм. Въ другомъ циклонѣ на Арабскомъ морѣ (въ маѣ 1881 г.) градиентъ достигъ величины 38 мм.

Такимъ огромнымъ градиентамъ должны соответствовать исключительно большія скорости вѣтра; и дѣйствительно путь тропическаго миншуна на сушѣ всегда представляетъ собою картину полного разрушенія: прочныя, массивныя зданія временами не выдерживаютъ давленія вѣтра, деревья, — самыя старыя и могучія, — съ корнемъ вырываются вонъ; а поднятыми бурей морскими волнами смываются иногда цѣлыя даже города. Въ известномъ Манильскомъ ураганѣ 20 окт. 1882 г. анемометръ, разрушенный ураганомъ, за

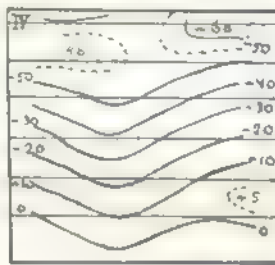
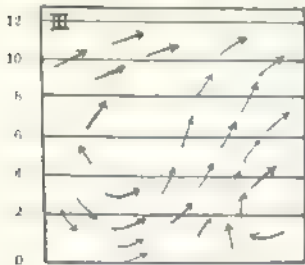
ИЗОБАРЫ И ВѢТРЫ. На уровнѣ моря. На высотѣ 0 км.



ВЕРТИКАЛЬНОЕ СЪЗНЕНІЕ.

ВѢТРЫ

Температуры



Черт. 143. Изобары и вѣтры въ барометрическомъ минимумѣ 27 апр. 1901 г. по Тейссерайнъ-де-Бору.

нныя максимальныя величины, то надо положить, что и величина 54 м. въ сек. въ этомъ случаѣ будетъ менѣе дѣйствительной скорости вѣтра. Въ Токио во время тайфуна 7 сент. 1897 г. зарегистрирована скорость вѣтра въ 57 м. въ сек. По тѣмъ разрушительнымъ эффектамъ, которые наблюдались при нѣкоторыхъ тропическихъ ураганахъ, можно думать, что въ нѣкоторыхъ случаяхъ отдѣльныя порывы бури достигали до скорости около сотни метровъ въ секунду¹⁾.

Въ соответствіи съ этими градиентами и скоростями вѣтра находятся и тѣ давленія, которыя наблюдаются въ центрѣ урагана. На стр. 237 было уже указано, что наивышшаго давленія на земномъ шарѣ наблюдалось: 688.2 мм. въ Фальзь-Поэнгъ (В. Индія) въ центрѣ урагана и 686.5 мм. въ Формозскомъ проливѣ у береговъ вост. Азіи въ центрѣ тайфуна. Низкія давленія явленіе, верѣное вообще въ тропическихъ циклонахъ.

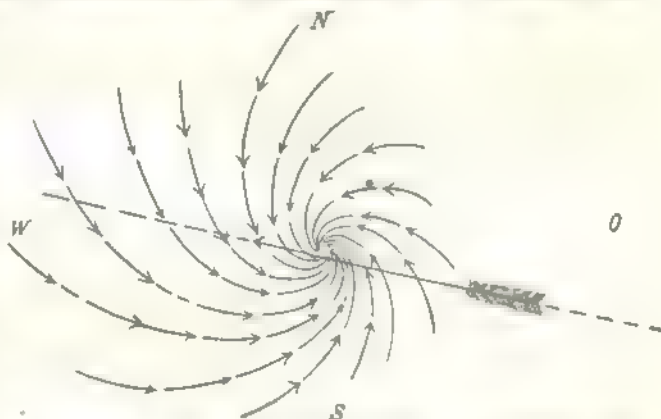
При наличности такихъ огромныхъ градиентовъ и скоростей вѣтра движеніе массъ воздуха въ тропическихъ циклонахъ сходно съ тою циркуляціею,

¹⁾ Въ Японіи на одной изъ горныхъ станціи наблюдалась скорость вѣтра до 103 м. въ секунду.

высокія, — съ корнемъ вырываются вонъ; а поднятыми бурей морскими волнами смываются иногда цѣлыя даже города. Въ известномъ Манильскомъ ураганѣ 20 окт. 1882 г. анемометръ, разрушенный ураганомъ, за нѣсколько моментовъ до своего разрушенія зарегистрировалъ величину 54 м. въ сек. Если принять во вниманіе, что анемометры, какъ и другіе измѣрители скорости вѣтра, даютъ, вследствие своей инерціи, значительно сглажен-

которая падает мѣсто для минимумовъ среднихъ широтъ. Законъ Бюйе-Балло вѣдь всегда и здѣсь возможность опредѣлить по направленію вѣтра положеніе центра вихря. Уголъ, составляемый движущимися массами воздуха съ направлениемъ градиента, не отличается существенно отъ величинъ, наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ. Скорости вѣтра вообще болѣе значительны на той сторонѣ циклона, гдѣ направленіе вѣтра совпадаетъ съ направлениемъ движения вихря, слабѣе на противоположной. Велѣдствие этого передній квадрантъ правой стороны вихря въ сѣверномъ, лѣвой въ южномъ полушаріи, гдѣ вѣтры достигаютъ наибольшей силы, считается наиболее опаснымъ для кораблей. Когда тропическій циклонъ движется въ области достаточно сильныхъ вѣтровъ постоянного направленія (пассатовъ, муссоновъ), вѣтры его усиливаются, а уголъ отклоненія вѣтровъ отъ градиента уменьшается на той сторонѣ, гдѣ направленія постоянного и циклоническаго вѣтровъ одинаковы: скорости вѣтровъ уменьшаются наоборотъ и уголъ отклоненія увеличивается тамъ, гдѣ вѣтры противоположны другъ другу.

Все, выше сказанное, будетъ довольно понятно, если вѣдь направленіе и величину равнодѣйствующей двухъ слагающихся движений (фиг. 144) дастъ дѣйствительное движеніе воздуха въ упомянутомъ уже выше Манильскомъ ураганѣ.



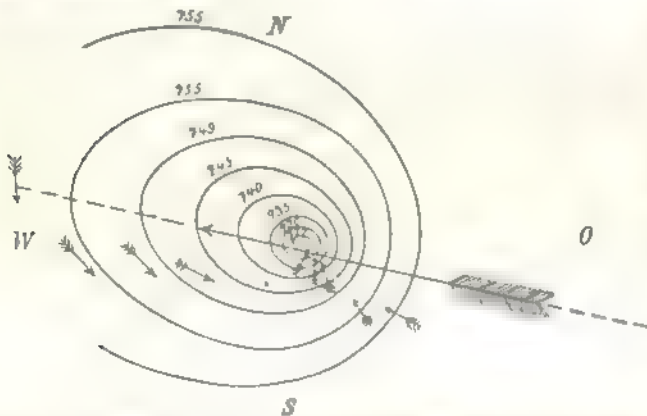
Фиг. 144 Движеніе массъ воздуха въ Манильскомъ ураганѣ 20 окт. 1882 г.

Вертикальная слагающія, создающія нисходящее движеніе массъ воздуха въ области вихря, выра-

заны при большихъ градиентахъ и скоростяхъ вѣтра въ горизонтальномъ направленіи въ тропическихъ циклонахъ сильнѣе, чѣмъ въ минимумахъ среднихъ широтъ. Эти сравнительно большія вертикальныя слагающія являются причиною образованія необычайно мощныхъ облачныхъ массъ вблизи центра вихря и тѣхъ длинней, которые сопровождаютъ тропическій циклонъ. Надъ передней частью вихря обыкновенно наблюдаются—какъ результатъ конденсационныхъ процессовъ при адиабатическомъ охлажденіи поднимающихся воздушныхъ массъ—тяжелыя, темныя слоисто-кучевыя или грозовыя облака, въ нижней своей части разрываемаыя вѣтромъ на быстро несущіеся обрывки дождевыхъ или разорванно кучевыхъ облаковъ. Выше эти облачныя массы переходятъ въ покровъ перистыхъ облаковъ, стелющихся равномерно во все стороны отъ центра вихря, а не въ восточномъ только направленіи, какъ въ минимумахъ среднихъ широтъ. Нити перистыхъ облаковъ направлены обыкновенно отъ центра вихря къ периферіи его и позволяютъ уже издали (нерѣдко на разстояніи до 600—800 км.) опредѣлить положеніе центра бури: масса темныхъ облаковъ надъ средней частью вихря часто видна на морѣ съ разстояніи до 500 км.

Такихъ различій въ температурѣ различныхъ частей минимума, какъ онъ наблюдается въ среднихъ широтахъ, въ тропическихъ циклонахъ нѣтъ. Наибольше размѣры вихря, сильныя сравнительно съ средними пиротами вертекальныя слагающія и малыя разности температуръ по широтамъ въ тропикахъ и на океанахъ многіе объясняютъ этотъ фактъ.

Осадки въ области вихря падаютъ шквалами, а не непрерывно; количествъ ихъ обыкновенно велико и нерѣдко доходитъ до 250—400 мм. въ сутки въблизи центра вихря. Грозы нерѣдко сопровождаютъ тропическій циклонъ. Въ соединеніи съ вѣтрами эти мощныя осадки нерѣдко являются на сушѣ причиною наводненій ¹⁾.



Черт. 145. Изобары и вѣтры въ Манильскомъ ураганѣ

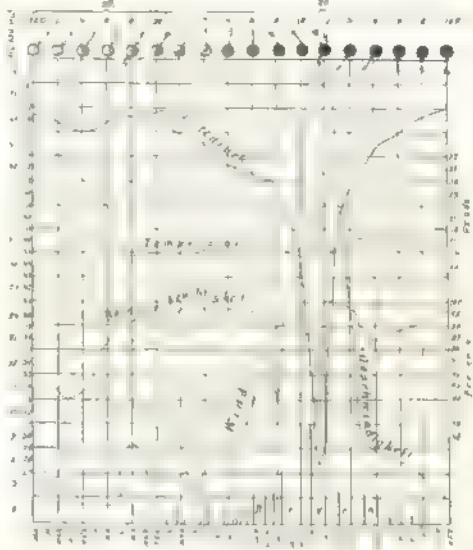
Въ центрѣ вихря, какъ уже было упомянуто выше, обыкновенно наблюдается небольшая (15—50 км. въ діаметрѣ) область полного затіенія вѣствъ съ болѣе или менѣе полнымъ проясненіемъ неба, такъ называемый *глазъ бури*. Явленіе это постоянно наблюдается въ медленно движущихся тропическихъ цикло-

нахъ и тѣмъ рѣзче выражено, чѣмъ медленно движется вихрь; у быстро движущихся циклоновъ оно наоборотъ выражено менѣе рѣзко и иногда даже отсутствуетъ.

20 Октября 1882 г. центръ сильнѣйшаго тропическаго урагана прошелъ надъ самою метеорологическою обсерваторіею на о. Маниль, самопишущіе приборы здѣсь записали всѣ измѣненія метеорологическихъ элементовъ при прохожденіи вихря. Черт. 145 представляетъ распреѣленіе изобаръ и направленіе движения этого неоднократно уже выше упомянутаго Манильскаго урагана; черт. 146 воспроизводитъ по Ханву ходъ метеорологическихъ элементовъ на Манильской обсерваторіи за 19 и 20 Окт. Кривая барометрическаго давленія представляетъ собою типичную для тропическаго урагана форму узкой воронки: съ 8 ч. у. до 11½ ч. д. 20 Окт. барометръ падаетъ съ 751 мм. до 727.6 и

¹⁾ Наибольшія, однако, разрушительныя дѣйствія въ тропическихъ ураганахъ—результатъ не бури и не осадковъ. На пляжахъ берегахъ тропическихъ морей и океановъ огромныя скорости вѣтра въ такомъ циклонѣ вызываютъ появленіе грандиозныхъ волвъ смывающихъ все на своемъ пути. Такъ по Аррениусу въ циклонѣ 1 Ноября 1876 г. моряки вонны въ заливъ Гавайа достигали высоты 13—14 м., 7800 кв. км. суши было затоплено волнами, свыше 1000 чел. вѣвѣвъ въ вихль погинуло. Подобнымъ же образомъ 1 Октя. 1890 г. ураганомъ былъ смытъ съ лица земли цѣлый городъ Гальвестонъ (въ Техасѣ— въ Америкѣ).

в 3 ч. д. снова повышается до 751.6. В 11 ч. 46 м. скорость вѣтра, пре-
 шавшая 54 м., быстро падаетъ до низкаго штиля, и это продолжается до
 2 ч. 2 м. съ нѣсколькими быстро стихающими порывами вѣтра. В 12 ч.
 м. вѣтеръ снова крѣпчаетъ и быстро достигаетъ снова скорости 54 м., при-
 чемъ направление вѣтра съ NE поворачиваетъ на SE. Небо съ на-
 ступленіемъ штиля проясняется, но не вполне. Температура въ мо-
 ментъ наступленія штиля быстро повышается почти на 7° и съ усиленіемъ вѣтра опять упадетъ
 до прежней величины. Относитель-
 ная влажность параллельно съ по-
 вышеніемъ температуры въ этомъ
 центральномъ затіишь падаетъ съ
 100% на 63% и затѣмъ снова
 поднимается до 100%. Ходъ яв-
 ления таковъ, какъ будто въ цен-
 тральной части вихря, — въ этомъ
 «глазѣ бури», — массы воздуха
 «устремились внизъ, нагрѣваясь ади-
 абатически и удаляясь при этомъ
 отъ насыщенія водяными пара-
 ми¹⁾. Черт. 147 схематически пред-
 ставляетъ ту циркуляцію, при ко-
 торой возможенъ подобный ходъ
 метеорологическихъ элементовъ.
 вѣтры, слабые въ началѣ ура-
 гана, незадолго до наступленія штиля превратились въ ливень, давшій въ 15
 часовъ 100 мм. воды; общее количество выпавшаго дождя за время урагана до-
 стигало 165 мм. Градусы въ задней части вихря достигали 22.5 мм.



Черт. 146 Ходъ метеорологическихъ эле-
 ментовъ на Мангалской обсерваторіи при
 прохожденіи урагана 20 окт. 1882 г.

незадолго до наступленія штиля превратились въ ливень, давшій въ 15
 часовъ 100 мм. воды; общее количество выпавшаго дождя за время урагана до-
 стигало 165 мм. Градусы въ задней части вихря достигали 22.5 мм.



Черт. 147. Вбуривное движеніе массъ воздуха въ Мангалскомъ ураганѣ

Тропическіе ураганы по сравненію съ минимумами среднихъ широтъ—явле-
 ніе весьма рѣдкое: въ Востъ Индіи ежегодно наблюдается 2—3 урагана, въ
 итальяскомъ заливѣ—2, въ южномъ Индійскомъ океанѣ—9, въ южной части
 этого океана—4; число восточно-азиатскихъ тайфуновъ доходить до 19
 ежегодно.

¹⁾ Не трудно при этомъ даже разсчитать, что воздуху, имѣющему темпе-
 ратуру около 31 и влажность около 63, достаточно было адиабатически на-
 грѣться на 10 съ небольшимъ, чтобы влажность его 100% упала до 63%, т. е.
 совпала съ неизмѣннымъ содержаніемъ паровъ, произведеннымъ съ высоты
 1100 м. (см. стр. 99—100 примѣчаніе).

Въ отличіе отъ барометрическихъ минимумовъ среднихъ широтъ, появляющихся въ этихъ широтахъ вездѣ, хотя и неодинаково часто, тропическіе циклоны—принадлежность только нѣкоторыхъ опредѣленныхъ областей и въ этихъ послѣднихъ не наблюдаются. Такъ совершенно не извѣстны циклоны южнаго Атлантическаго океана и восточной части южнаго Тихаго океана, равно какъ не наблюдались ураганы и въ экваториальной полосѣ затишья (до 6° къ с. и ю. отъ экватора).

Тамъ, гдѣ тропическіе ураганы наблюдаются, они появляются по преимуществу въ переходное время отъ лѣта къ осени, когда воды тропической полосы наиболѣе нагрѣты.

Перехода при своемъ движеніи тропики, тропическій циклонъ вѣрѣдко переходить въ барометрическій минимумъ среднихъ широтъ. Этотъ фактъ показываетъ, что оба явленія суть не болѣе, какъ различныя въ зависимости отъ дѣйствующихъ причинъ и мѣстныхъ условій стадіи одного и того-же вихревого строенія. А это даетъ въ свою очередь право переносить съ извѣстными ограниченіями всѣ заключенія относительно механизма или природы одной группы этихъ вихрей на другую.

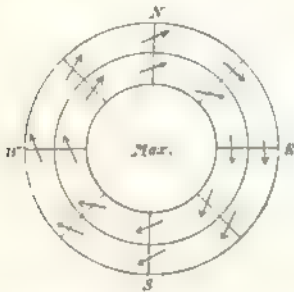
§ 6. Барометрическій максимумъ; обликъ погоды въ яемъ. Въ обзорѣ явленій, характеризующихъ общую циркуляцію атмосферы, было уже указано, что вслѣдствіе динамическихъ причинъ, эту циркуляцію опредѣляющихъ, должны возникнуть области повышеннаго давленія, опоясывающія въ широтѣ 30°—35° въ обоихъ полушаріяхъ болѣе или менѣе непрерывнымъ кольцомъ земную поверхность (ср. стр. 278—279). Чертежи 102 и 103, представляющіе среднее распределеніе давленія въ Январѣ и Іюлѣ, показываютъ, что *дѣйствительно въ этихъ широтахъ и въ томъ, и въ другомъ полушаріи расположены области высокаго давленія, приближающіяся къ сплошному непрерывному кольцу въ зимнее время для каждаго полушарія и распадающіяся на отдѣльныя, замкнутыя области повышеннаго давленія въ лѣтнее время въ данномъ полушаріи.* При этомъ въ лѣтніе мѣсяцы для даннаго полушарія области высокаго давленія сосредоточены на океанахъ, тогда какъ на материкахъ появляются ясно выраженные области пониженнаго давленія. Зимой, наоборотъ, материкъ явно способствуетъ повышенію здѣсь давленія, тогда какъ на океанахъ въ сѣверномъ полушаріи развиваются области пониженнаго давленія.

Изученіе этихъ затропическихъ максимумовъ давленія показало, что по своему вѣншему облику и по характернымъ чертамъ погоды эти вихри ничѣмъ не отличаются отъ барометрическихъ максимумовъ среднихъ широтъ, о которыхъ рѣчь будетъ далѣе.

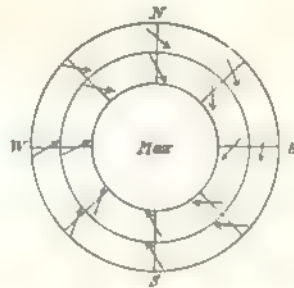
Особенно важными для погоды въ Европѣ изъ этихъ *постоянныхъ максимумовъ* (—такъ какъ существованіе ихъ дѣлится съ незначительными измѣненіями мѣсяцами являются Азорскій максимумъ,

въ теченіе почти цѣлаго года наблюдаемый у юго-западныхъ береговъ Европы, а временами растягивающійся на Средиземное море и весь югъ Европы. Не менѣе важнымъ, но еще болѣе типичнымъ для зимняго времени сѣверную полушарія оказывается развитіе восточнаго-сибирскаго максимума, держащагося здѣсь всю зиму и смѣняющагося лѣтомъ типично выраженной областью низкаго давленія съ центромъ въ юго-западной части азіатскаго материка.

Кромѣ этихъ постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ наблюдения обнаруживаютъ существованіе *временныхъ максимумовъ*, подобно барометрическимъ минимумамъ возникающихъ въ среднихъ широтахъ и обладающихъ способностью перемѣщаться по земной поверхности.



Черт. 148 Движеніе воздуха въ барометрическомъ максимумѣ вблизи земной поверхности.



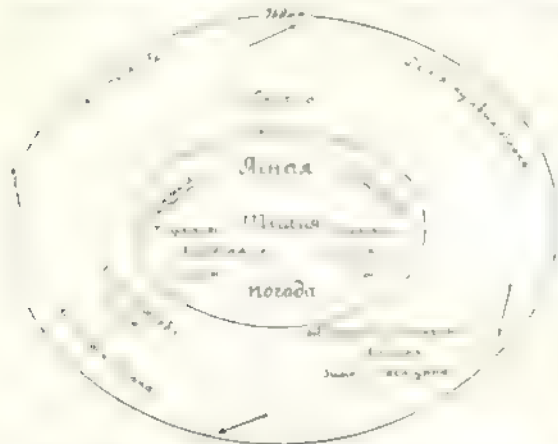
Черт. 149 Движеніе воздуха въ барометрическомъ максимумѣ на высотѣ перистыхъ облаковъ.

Аналогично тому движенію, которое образуется вокругъ барометрическаго минимума, и вокругъ барометрическаго максимума возникаетъ система вѣтровъ, переносящихъ массы воздуха отъ центра вихря къ периферіи.

Черт. 148 и 149 представляютъ обнаруженное непосредственными наблюдениями движеніе воздуха вокругъ центра высокаго давленія по Гильдебрандсону: на уровнѣ моря (черт. 148) массы воздуха дѣйствительно растекаются во все стороны отъ центра къ периферіи, на уровнѣ перистыхъ облаковъ (черт. 149) наоборотъ стягиваются въ возникшій вихрь, притекая къ центральной его части, и здѣсь опускаются внизъ, замѣняя собою унесенныя нижними течениями.

Растеканіе массъ воздуха отъ центра высокаго давленія вызываетъ нисходящее движеніе воздуха, наблюдаемое въ центральной части вихря. Это нисходящее движеніе, сопровождаемое адиабатическимъ нагрѣваніемъ холодныхъ, а потому и бѣдныхъ водяными парами опускающихся массъ, даетъ своеобразный обликъ всей по-

годъ въ области максимума. Удаляясь еще по мѣрѣ адиабатическаго нагрѣванія отъ насыщенія водяными парами, эти бѣдныя водяными парами опускающіяся въ барометрическомъ максимумѣ массы воздуха являются чрезвычайно прозрачными для лучистой энергии. Поэтому и весь обликъ погоды въ максимумѣ носитъ отпечатокъ *интензивно повышеннаго инсоляція и излученія*. Отдѣльныя кучевыя или перистыя облака наблюдаются только ближе къ окраинамъ вихря; въ центральной его части дѣломъ господствуетъ ясная солнечная погода съ высокими температурами днемъ, съ усиленнымъ излученіемъ ночью; результатомъ послѣдняго въ дѣлнее время являются обильныя росы и поземные туманы по ночамъ и раннимъ



Черт. 15) Распределение погоды въ области барометрическаго максимума

утромъ. Въ зимнее время усиленное излученіе при малыхъ количествахъ получаемого за день тепла ведетъ къ интенсивнымъ морозамъ, сопровождаемымъ обильными инеями. Слабые вѣтры въ области максимума, чередующіеся съ полнымъ затишьемъ, еще болѣе оттъняютъ типичный для барометрическаго максимума обликъ погоды. Къ сѣверной окраинѣ вихря

облачность обыкновенно увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ центра высокаго давленія и на самой сѣверной окраинѣ максимума наблюдаются тяжелыя формы облаковъ. Причина понятна: переходя изъ странъ съ болѣе высокими температурами въ мѣстности болѣе сѣверныя, а следовательно и болѣе холодныя, движущіяся по низу массы воздуха должны, охлаждаясь, достигать мало по малу конденсаціи содержащихся въ нихъ паровъ: отсюда постепенное увеличеніе облачности къ сѣверу; отсюда же и плотныя массы облаковъ тамъ, гдѣ эта конденсація достигаетъ наибольшей интенсивности.

Въ зимнее время, когда типичный барометрический максимумъ наблюдается надъ долинами и равнинами, здѣсь вблизи земной поверхности наблюдается низкая температура и большая влажность. Ясно, однако, что это — результатъ охлажденія прилегающихъ къ земной поверхности слоевъ воздуха интенсивнымъ излученіемъ: на

небольшихъ высотахъ надъ такими долинами и равнинами — обыкновенно уже высокая температура и малая влажность, — какъ следствие нисходящаго движенія и сопровождающаго его адиабатическаго нагрѣванія воздуха. Нисходящее движеніе въ максимумѣ такъ слабо обыкновенно и совершается съ такими малыми скоростями, что до земли можетъ и не доходить, какъ показываютъ упоминаемые выше факты.

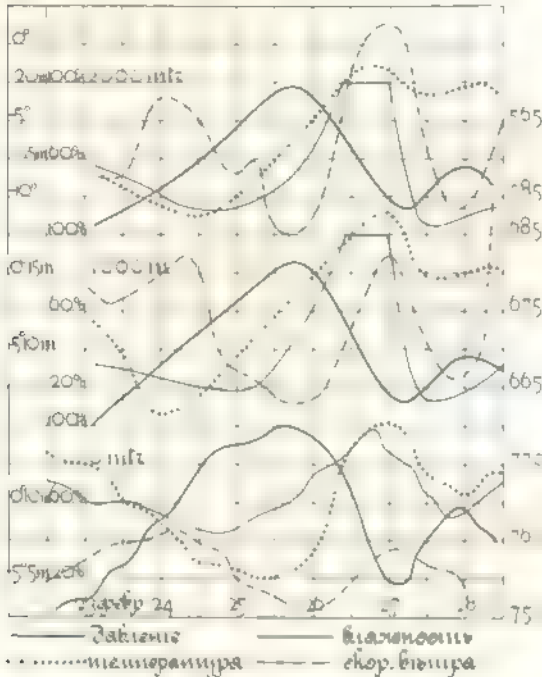


Черт. 151 Карта погоды 20 февр. 1902 г. представляющая барометрическій максимумъ.

Черт. 150 даетъ схематическое распределение погоды въ Европейскомъ барометрическомъ максимумѣ, а черт. 151 — действительную карту погоды въ 9 час. веч. 20 февр. 1902; на немъ можно видѣть барометрическій максимумъ такимъ, каковыи дають его непосредственныя наблюденія ряда станцій. Карта представляетъ уменьшенную копию съ ежедневнаго бюллетеня Г.л. Физ. Обсерватори.

Наблюдаются однако, барометрическіе максимумы, отличающаея снѣжною, дождливою погодою, что по преимуществу осеннего года — лѣтніе максимумы въ Европѣ. Этотъ типъ погоды въ барометрическомъ максимумѣ является результатомъ того же охлажде-

ня воздуха излучениемъ. Онъ получается обыкновенно въ томъ случаѣ, если барометрической максимумъ надвигается на мѣстность, гдѣ почва и прикасающийся къ ней нижній слой воздуха, вслѣдствіе стоявшей предъ наступленіемъ максимума дождливой погоды, очень богаты водяными парами. Охлаждаясь вслѣдствіе усиленнаго излученія въ области максимума, нижній слой воздуха достигаетъ



Черт. 152 Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ максимумѣ 28 28 февр. 1899 г. на различныхъ высотахъ.

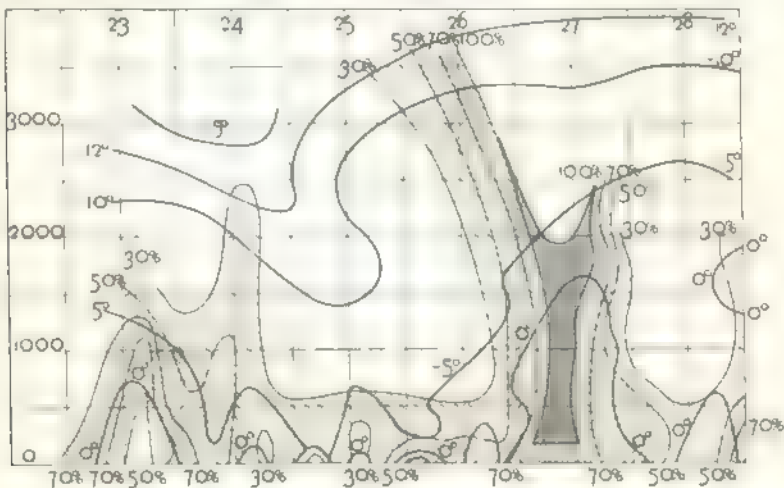
въ этомъ случаѣ быстро насыщенія и даетъ мощные слои тумана, постепенно нарастающіе вверхъ, отдѣляющіеся отъ земли и окутывающіе небосклонъ сплошною пеленою слоистыхъ облаковъ, разрѣшающихся мелкимъ, непрерывно морозящимъ дождемъ. Стоять и здѣсь подняться надъ земною поверхностью на 200—300 м., чтобы выйти изъ слоя тумана, отдѣляющаго земную поверхность, — и картина погоды совершенно мѣняется: ясное, совершенно безоблачное небо и малая влажность воздуха въ этихъ болѣе высокихъ слояхъ явно показываютъ, что погода вблизи земной поверхности здѣсь — исключительно результатъ повышенной влажности почвы и ближайшаго къ ней слоя воздуха. И здѣсь, конечно, при малыхъ вертикальныхъ скоростяхъ нисходящее движеніе воздушныхъ массъ не доходитъ до земной поверхности и прекращается выше того слоя воздуха, который охлажденъ излученіемъ вплоть до конденсаціи водяныхъ паровъ.

Черт. 153 и 152 даютъ вертикальное сѣченіе и послѣдовательный ходъ метеорологическихъ элементовъ на различныхъ высотахъ для барометрическаго максимума по змѣбовымъ наблюденіямъ Ротча на Голубой горѣ. На нихъ видно, что въ центральной части вихря дѣйствительно приходится выйти дѣла съ нисходящимъ движеніемъ холодныхъ массъ воздуха изъ верхнихъ слоевъ атмосферы; въ центрѣ вихря на черт. 152 это движеніе ясно видно: влажность

въ этомъ случаѣ быстро насыщенія и даетъ мощные слои тумана, постепенно нарастающіе вверхъ, отдѣляющіеся отъ земли и окутывающіе небосклонъ сплошною пеленою слоистыхъ облаковъ, разрѣшающихся мелкимъ, непрерывно морозящимъ дождемъ. Стоять и здѣсь подняться надъ земною поверхностью на 200—300 м., чтобы выйти изъ слоя тумана, отдѣляющаго земную поверхность, — и картина погоды совершенно мѣняется: ясное, совершенно безоблачное небо и малая влажность воздуха въ этихъ болѣе высокихъ слояхъ явно показываютъ, что погода вблизи земной поверхности здѣсь — исключительно результатъ повышенной влажности почвы и ближайшаго къ ней слоя воздуха. И здѣсь, конечно, при малыхъ вертикальныхъ скоростяхъ нисходящее движеніе воздушныхъ массъ не доходитъ до земной поверхности и прекращается выше того слоя воздуха, который охлажденъ излученіемъ вплоть до конденсаціи водяныхъ паровъ.

падаетъ здѣсь ниже 30° . Тоже самое можно видѣть и на чертежахъ 140—142 въ той ихъ части, которая соответствуетъ области высокаго давления.

Въ правильно развитыхъ максимумахъ изобары имѣютъ также, какъ и въ минимумѣ, эллиптическую форму, отношеніе большой оси эллипса къ малой 1.8 — 1.9. Направленіе большой оси въ максимумахъ сѣвернаго полушарія SW—NE или W—E. Размѣры вихря по большей части превосходятъ размѣры минимумовъ: поперечникъ Европейскихъ максимумовъ обыкновенно не менѣе 5000 км. въ направленіи N—S, 7500 км. въ направленіи W—E. На этихъ обширныхъ площадяхъ, охваченныхъ вихремъ, изобары лежатъ обыкновенно гораздо менѣе тѣсно, чѣмъ въ барометрическихъ минимумахъ: поэтому градиенты въ барометрическомъ максимумѣ небольшие, вѣтры—слабые.



Черт. 153) Вертикальное свѣщеніе барометрическаго максимума 23—28 февр 1899 г.

Уголъ отклоненія вѣтра отъ направленія градиента въ барометрическомъ максимумѣ значительно меньше, чѣмъ въ минимумѣ. въ среднемъ онъ достигаетъ 42° въ максимумахъ Сѣв. Америки, 5° въ Европейскихъ максимумахъ. Наиболее значительные углы отклоненія отъ градиента, равно какъ и наибольшія скорости вѣтра наблюдаются на SW сторонѣ, наименьшіе — на E сторонѣ вихря въ Европѣ, лѣтомъ и тѣ, и другія вообще больше, чѣмъ зимою.

Также, какъ и барометрическій минимумъ, максимумы обладаютъ способностью перемѣщаться по земной поверхности. Обычное направленіе ихъ движенія въ сѣверномъ полушаріи отъ W къ E.

87. Основные условія, опредѣляющія движеніе вихрей. Барометрические минимумы и максимумы обладаютъ способностью мѣнять свое положеніе на земной поверхности и перемѣщаются обыкновенно совершенно опредѣленнымъ образомъ. Барометрическій минимумъ движется всегда такимъ образомъ, что часть, отличающаяся повышенными температурами, большой облачностью и обильными осадками, обращена въ ту сторону, куда минимумъ движется: та же

часть вихря, гдѣ температуры понижены и облачность уменьшена, всегда оказывается заднею частью движущагося вихря. Въ барометрическомъ максимумѣ нѣтъ такой типичной разницы въ различныхъ сторонахъ вихря.

Скорость движенія минимумовъ по непосредственнымъ наблюденіямъ оказывается чрезвычайно различною и для одного и того-же минимума не остается постоянной, измѣняясь въ очень широкихъ предѣлахъ. Такъ въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки средняя скорость минимума — 42 км. въ часъ, на Атлантическомъ океанѣ и въ Западной Европѣ она значительно меньше, — 27—28 км., въ Европейской Россіи — 34 км¹⁾. Зимой вообще она больше, чѣмъ лѣтомъ. Слѣдующая табличка даетъ скорости движенія минимумовъ лѣтомъ и зимой

	Зима.	Лѣто.	
Соединен. Штаты . . .	51	35	км. въ часъ,
Западн. Европа . . .	29	24	» » »
Россія	39	29	» » »

Въ какихъ предѣлахъ могутъ колебаться дѣйствительныя скорости, показываютъ слѣдующія цифры извѣстныхъ минимумовъ, скорость движенія которыхъ близка къ 0, а съ другой стороны наблюдалась скорость движенія въ 126 км. въ часъ

Гриццескіе циклоны перемѣщаются обыкновенно значительно медленнѣе минимумовъ средних широтъ: средняя скорость движенія востъ-индскихъ урагановъ — 23 км. въ часъ, азиатскихъ циклоновъ — 14 км.

Скорость перемѣщенія барометрическихъ максимумовъ по непосредственнымъ наблюденіямъ меньше, чѣмъ для минимумовъ. Слѣдующая табличка даетъ ея величины для зимы и лѣта и въ среднемъ годовомъ.

	Лѣто.	Зима.	Годъ.	
Соедин. Штаты . . .	55.7	42.0	38.6	км. въ часъ,
Европа.	25.5	24.5	25.7	» » »

Направленіе перемѣщенія барометрическихъ максимумовъ гораздо менѣе правильно, чѣмъ въ минимумахъ: траекторія центра вихря представляетъ собою всегда въ высшей степени неправильную и изломанную кривую. Общее направленіе движенія — съ NW или W на SE или E, при этомъ въ Европѣ обыкновенно зимой максимумы движутся болѣе къ югу лѣтомъ болѣе къ сѣверу.

Въ барометрическомъ минимумѣ прибывающія по низу массы воздуха, втягиваемыя восходящимъ вертикальнымъ движеніемъ въ центральною его часть, верхними течениями выносятся снова въ окружающую атмосферу. Такимъ образомъ въ вихрь постоянно и непрерывно, — вплоть до полнато его заравниванія или исчезновенія, — вступаютъ и удаляются новыя массы воздуха. Слѣдовательно,

¹⁾ Изъ этихъ цифръ видно, почему неслѣдуетъ сравнивать скорость перемѣщенія барометрическихъ минимумовъ съ скоростью движенія пассажирскихъ поѣздовъ желѣзной дороги.

барометрической минимумъ не есть прежде всего разръжене, связанное съ одною какою-либо опредѣленною массою воздуха. При этомъ вихрь еще перемѣщается по земной поверхности. Поэтому барометрической минимумъ правильнѣе представлять себѣ какъ разръжене, подобно волнѣ катящееся въ своемъ поступательномъ движеніи съ мѣста на мѣсто и послѣдовательно стягивающее и пропускающее чрезъ себя новыя, смѣняющіяся массы воздуха и импитаемое.

Совершенно аналогично этому барометрической максимумъ будетъ представлять собою волну ступенія или сдвигиванія, питаемую притекающими сверху и уносимыми нижними течениями массами воздуха.

Вихревая система съ вертикальною осью уже въ самомъ себѣ несетъ причины, вызывающія ихъ перемѣщене по земной поверхности. Въ самомъ дѣлѣ, разь образовалась такая вихревая система, очевидно, что существовать безъ всякихъ измѣненій она можетъ только до тѣхъ поръ, пока количества втекающаго въ нее воздуха равны количествамъ воздуха, изъ нее оттекающаго, и тогда притокъ и оттокъ идутъ во все стороны съ центра совершенно симметрично и равномерно. Если въ барометрическомъ минимумѣ притокъ воздуха превалитъ сто оттокъ, нарушенное равновѣсе съ данномъ мѣстѣ атмосферы поемному восстанавливается, и минимумъ, явившійся результатомъ этого нарушенія равновѣсія, малою малу выполняется, заравнивается. Въ томъ случаѣ, когда оттокъ, наоборотъ, беретъ перевѣсъ надъ притокомъ, барометрической минимумъ долженъ углубляться, усиливаться. При барометрическомъ максимумѣ измѣненіе соотношенія между притокомъ и оттокомъ вызоветъ обратный результатъ — максимумъ долженъ усиливаться, расти, если притокъ беретъ перевѣсъ надъ оттокомъ; наоборотъ, преобладаніе оттока надъ притокомъ вызоветъ постепенное разсасываніе, растеканіе максимума среди обружающихъ массъ воздуха. При этомъ образовавшійся вихрь съ вертикальною осью только до тѣхъ поръ будетъ неподвиженъ, пока притокъ и оттокъ, какъ уже упоминалось выше, происходятъ совершенно равномерно и симметрично во все стороны. Какъ только съ одной какою-либо стороны равенство между притокомъ и оттокомъ въ вихрь будетъ нарушено, само собою повязно, что барометрической минимумъ потеряетъ симметрію и будетъ выполняться тамъ, гдѣ притокъ преобладаетъ надъ оттокомъ, наоборотъ, будетъ углубляться и усиливаться съ той стороны, гдѣ оттокъ сильнѣе притока; поэтому центръ вихря долженъ перемѣститься оттуда, гдѣ идетъ выполнение, въ ту

сторону, гдѣ преобладаніе оттока заставляетъ давленіе воздуха да-
лѣе уменьшаться. Обратное будетъ имѣть мѣсто въ барометриче-
скомъ максимумѣ. *Въ этомъ именно постепенномъ смѣщеніи центра
вихря и состоитъ движеніе такихъ вихревыхъ системъ.*

Было уже указано, что окончательное направленіе движенія
воздушныхъ массъ въ установившейся вихревой системѣ опреде-
лится выраженіемъ

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}.$$

Выраженіе для угла, составляемаго направленіемъ движенія воз-
душныхъ массъ съ градиентомъ, показываетъ, что этотъ уголъ за-
виситъ отъ широты пункта, гдѣ имѣеть мѣсто движеніе: чѣмъ
больше широта мѣста при прочихъ равныхъ условіяхъ, тѣмъ больше
уголъ ϑ . Въ этомъ обстоятельствѣ и лежитъ уже коренная при-
чина движенія барометрическихъ минимума и максимума.

Въ самомъ дѣлѣ, въ сформировавшемся на нѣкоторой площади
барометрическомъ минимумѣ на той сторонѣ его, которая обра-
щена къ полюсу, вѣтры будутъ, въ силу сказаннаго сейчасъ выше,
составлять съ градиентомъ большии уголъ, чѣмъ на сторонѣ вихря,
обращенной къ экватору. Если представить себѣ теперь въ любой
точкѣ вѣтеръ разложеннымъ на двѣ слагающія, изъ которыхъ
одна направлена по изобарѣ, другая по направленію градиента,
то очевидно, что слагающія по направленію градиента, опреть-
вляющая количественно притокъ воздуха снизу, будетъ тѣмъ больше,
чѣмъ меньше уголъ вѣтра съ градиентомъ. Отсюда же понятно, что
внизу къ центру вихря будутъ приближаться тѣмъ больше
массы воздуха, чѣмъ меньше уголъ вѣтра съ градиентомъ. Поэтому
въ совершенно правильномъ и симметричномъ барометрическомъ
минимумѣ выполненіе вихря вообще будетъ идти при прочихъ рав-
ныхъ условіяхъ быстрѣе тамъ, гдѣ уголъ вѣтра съ градиентомъ
меньше, и центръ вихря будетъ стремиться перемѣщаться по мери-
диану отъ экватора къ полюсу, если, конечно, не существуетъ дру-
гихъ причинъ, измѣняющихъ направленіе его движенія.

Въ барометрическомъ максимумѣ тѣ-же причины вызовутъ на
полярной сторонѣ вихря болѣе слабый притокъ воздуха сверху,
чѣмъ на экваториальной. А это будетъ имѣть слѣдствіемъ совершенно
такъ же, какъ въ минимумѣ, стремленіе въ вихрь перемѣщаться по
меридиану отъ полюса къ экватору. Но это перемѣщеніе въ мери-
диональномъ направленіи въ максимумѣ должно быть выражено го-
раздо болѣе слабо, чѣмъ въ минимумѣ, такъ какъ вѣтры въ области
перваго несравненно слабѣе, чѣмъ въ области минимума. Такимъ об-

разомъ въ разсматриваемомъ вихревомъ движеніи всегда существуетъ *меридиональная слагающая*, стремящаяся смѣститъ центръ вихря вдоль меридіана, на ея существованіе указано было впервые Феррелемъ.

В. Томсонъ (лордъ Кельвинъ) указалъ затѣмъ еще на одно чрезвычайно характерное и важное свойство вихревыхъ системъ. Возникшая вихревая система относится къ вѣшнимъ воздѣйствіямъ, какъ твердое тѣло. Встрѣчая массы воздуха, она ихъ задерживаетъ, испытывая отъ нихъ давленіе съ той стороны, которая встрѣчаетъ эти движущіяся массы; наоборотъ, со стороны противоположной, — какъ за твердой преградой, — образуется разрѣженіе. Само собою разумѣется, что при подвижности разсматриваемыхъ вихревыхъ системъ это давленіе съ одной, разрѣженіе съ другой стороны должны привести въ движеніе такую систему въ томъ же направленіи, въ какомъ движутся встрѣчаемая ею массы воздуха. Такимъ образомъ получается вторая *слагающая по направленію общаго движенія атмосферы*.

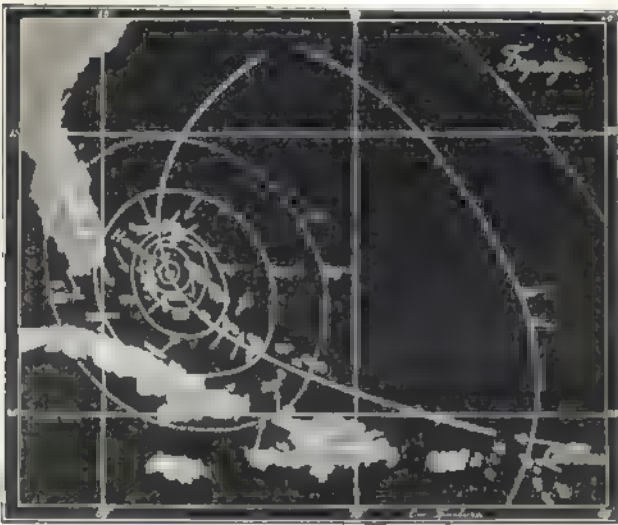
Этими двумя слагающими: меридиональною и по направленію общаго движенія атмосферы — опредѣляется общее перемѣщеніе вихрей съ вертикальною осью. Это не значитъ, что такіе вихри всегда и неизмѣнно движутся только исключительно подъ влияніемъ этихъ двухъ причинъ: напротивъ, какъ будетъ указано далѣе, цѣлый рядъ другихъ, еще болѣе мощныхъ факторовъ существенно, иногда кореннымъ образомъ измѣняетъ перемѣщеніе минимумовъ и максимумовъ; но среднее изъ безконечнаго разнообразія дѣйствительно наблюдаемыхъ движеній показываетъ, что всѣ остальные факторы, опредѣляющіе движеніе вихря, относятся къ двумъ выше отмѣченнымъ, какъ неперіодическія вліянія къ періодическимъ факторамъ погоды. Когда исключено въ среднемъ изъ большого числа наблюдений вліяніе случайныхъ, отклоняющихся отъ нормы факторовъ, всегда и неизмѣнно оказывается движеніе вихрей подъ вліяніемъ этихъ двухъ основныхъ факторовъ.

Съ установленной выше точки зрѣнія на перемѣщеніе вихрей съ вертикальною осью дѣлается вполне понятнымъ то, что сказано было уже равнѣе о среднемъ направленіи перемѣщенія минимумовъ среднихъ широтъ и тропическихъ циклоновъ.

Было уже указано, что минимумы среднихъ широтъ въ среднемъ движутся въ сѣверномъ полушаріи отъ WNW или SW къ ENE или NE, тогда какъ тропические ураганы обыкновенно перемѣщаются отъ востока къ западу, точнѣе отъ SE къ NW ¹⁾ Въ главѣ объ общей циркуляціи атмосферы было сказано, что

¹⁾ Сказанное относится къ минимумамъ сѣвернаго полушарія: движеніе вихрей въ южномъ полушаріи гораздо менѣе изучено, но все, что извѣстно о вихряхъ этого полушарія, подтверждаетъ наблюденіе для минимумовъ сѣвернаго полушарія.

преобладающимъ направлениемъ вѣтровъ въ тропикахъ является направление отъ востока къ западу, это общее движение атмосферы при существовании меридиональной слагающей и даетъ направление отъ SE къ NW въ сѣверномъ, отъ NE къ SW въ южномъ полушаріяхъ циклонамъ, движущимся внутри тропиковъ. Вліяніе общаго направления движения атмосферы въ тропикахъ, гдѣ возмущающіе и осложняющіе движенье факторы слабы сравнительно съ двумя основными, сказывается особенно рельефно на путяхъ тропическихъ минимумовъ. Какъ уже извѣстно, на экваторѣ вѣтры направлены прямо отъ востока къ западу, далѣе въ тропическомъ поясѣ они переходятъ въ NE или SE пассаты, дующій до широтъ 30 — 35, гдѣ вѣтры очень слабы и неопредѣленны, а затѣмъ



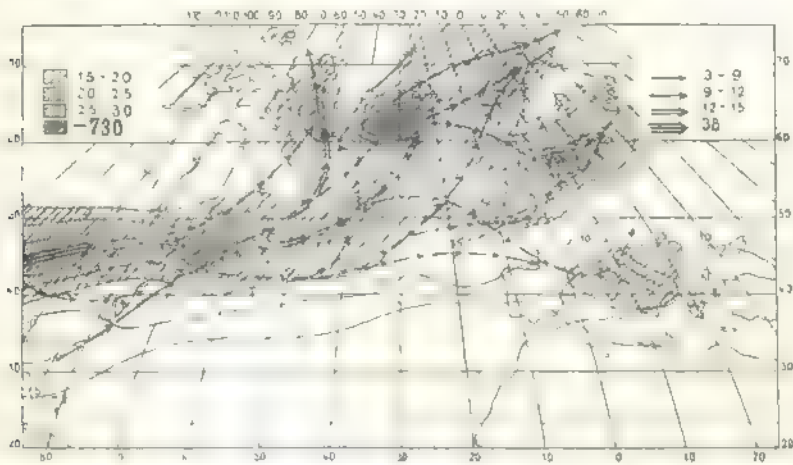
Черт. 154 Обыкновенный путь Антильскихъ урагановъ.

въ тропиковъ нижніе вѣтры переходятъ въ преобладающія SW—теченія въ сѣверномъ, въ NW—теченія въ южномъ полушаріяхъ. Чертежъ 154 даетъ обычный путь Антильскихъ (Вестъ - Индскіяхъ) урагановъ; здѣсь, — въ открытомъ океанѣ, возмущающія вліянія уменьшены до минимума, и ураганъ идетъ подѣ действиемъ общаго движенья воздуха, пока вблизи экватора меридиональная слагающая мала, свачла отъ E почти прямо на W, затѣмъ съ ея усиленіемъ поворачиваетъ

на NW вблизи конскихъ широтъ въ области слабыхъ и переменныхъ вѣтровъ онъ движется почти по меридіану: а когда онъ переходитъ тропики и вступаетъ въ область вѣтровъ среднихъ широтъ, его путь направляется къ NE Траекторія центра вихря имѣетъ видъ параболы, обращенной выпуклостью на W

Въ среднихъ широтахъ въ сѣверномъ полушаріи общее движенье минимумовъ подѣ вліяниемъ преобладающихъ здѣсь SW вѣтровъ направлено отъ WSW къ ENE Но въ этихъ широтахъ вообще при большой неравномѣрности распределенія суши и воды возмущающіе движенье факторы уже обыкновенно берутъ перевѣсъ надъ основными, и перемѣщеніе барометрическихъ минимумовъ отличается чрезвычайнымъ разнообразіемъ путей. Черт. 155 представляетъ по Кеплеру пути барометрическихъ минимумовъ въ сѣверной половинѣ Атлантическаго океана и на омываемыхъ нѣхъ берегахъ, здѣсь движеніе минимумовъ наиболее изучено. На этомъ чертежѣ ясно видно, — вѣ что — фактъ первостепенной важности, — что преобладающее большинство минимумовъ на Атлантическомъ океанѣ направляется вдоль теплаго течения Гольфштрима

и вступает на материк Европы через северную Германию, Данию или южную часть Скандинавского полуострова.



Черт. 155. Пути барометрических минимумов в северном Атлантическом океане по Кеппену.

88. **Движение барометрических минимумов.** Представим себе прежде всего барометрический минимум, развившийся при правильном, нормальном распределении температур и абсолютных влажностей из нижних слоев воздуха. При этих условиях температуры и влажности убывают параллельно кругам широты от экватора к полюсу ¹⁾. В области минимума в восточную его часть для северного полушария будут тогда притекать ветры из местностей с более высокой температурой и большей сравнительно абсолютной влажностью; вследствие этого восточная половина минимума и будет областью аномально повышенных температур, большой влажности, облачности и обильных обложных осадков. Наоборот, в западную половину минимума будут притекать ветры из мест, лежащих севернее минимума, принося пониженные температуры, малую влажность и потому быстро уменьшающуюся облачность при редких и слабых, спорадически выпадающих осадках; наблюдаемое здесь нисходящее движение воздушных масс еще усилит этот эффект.

¹⁾ Само собой разумеется, что здесь идет речь о температурах и влажностях слоя воздуха, в котором мы живем, т. е. в метре-двухметровой высоте от поверхности, а не о температурах и влажностях непосредственно наблюдаемых у земной поверхности.

Нетрудно видѣть, что это распределеіе погоды на территоріи минимума само по себѣ является факторомъ, опредѣляющимъ движеніе минимума. Въ самомъ дѣлѣ, въ восточной части вихря сосредоточены все условія, которыя должны способствовать дальнѣйшему паденію, уменьшенію давленія; при прочихъ равныхъ условіяхъ это послѣднее будетъ тѣмъ менѣе, чѣмъ меньше плотность воздуха, т. е. чѣмъ выше его температура и чѣмъ больше его влажность ¹⁾. Въ восточной части температуры аномально повышены, влажность значительна: конденсація паровъ, сопровождающаяся освобожденіемъ теплоты, потраченной на парообразование, и большая облачность еще болѣе уменьшаютъ плотность приносимыхъ сюда массъ воздуха и вмѣсто выполненія вихря заставляютъ барометрическое давленіе здѣсь падать еще далѣе. Въ западной части барометрическаго минимума, наоборотъ, все условія способствуютъ повышенію давленія: замѣщеніе теплыхъ и влажныхъ массъ воздуха сухими и холодными, притекающими съ сѣвера, уменьшеніе ихъ влажности, малая облачность, способствующая охлажденію вслѣдствіе излученія, — все эти причины увеличиваютъ плотность приносимыхъ сюда массъ воздуха, заставляютъ возрастать давленіе и помогаютъ быстрому выполненію вихря въ этой части.

Результатомъ дѣйствія этихъ противоположныхъ вліяній, присоединяющихся къ двумъ указаннымъ ранѣе, основнымъ факторамъ, является перемѣщеніе минимума въ такомъ именно направленіи, что восточная его половина является передней его частью, западная — задней. Но таковыми будутъ условія перемѣщенія минимума только до тѣхъ поръ, пока распределеіе температуръ и влажностей не уклоняются отъ нормы.

Допустимъ, напримѣръ, что на нѣкоторой части земной поверхности, занятой развившимся барометрическимъ минимумомъ, распределеіе температуръ и влажностей діаметрально противоположно предыдущему и что температуры, а вмѣстѣ съ ними и абсолютныя влажности здѣсь убываютъ отъ сѣвера къ югу. Ясно, что теперь въ западную часть минимума будутъ притекать вѣтры съ сѣвера, — изъ области высокихъ температуръ и влажностей, въ восточную съ юга, — изъ области низкихъ температуръ и малыхъ влажностей. Въ западной части вихря сосредоточены теперь условія, способствующія дальнѣйшему пониженію давленія, тогда какъ на востокъ все условія будутъ помогать скорѣйшему выполненію вихря. Если

¹⁾ Последнее понятно: плотность водяныхъ паровъ меньше плотности воздуха.

эти возмущающіе факторы настолько велики, что возьмутъ перевѣсъ надъ двумя основными факторами, стремящимися вихрь перемѣстить отъ SW къ NE, то очевидно, что вихрь долженъ будетъ перемѣщаться отъ NE къ SW, т. е. обратно его обычному, нормальному движенію.

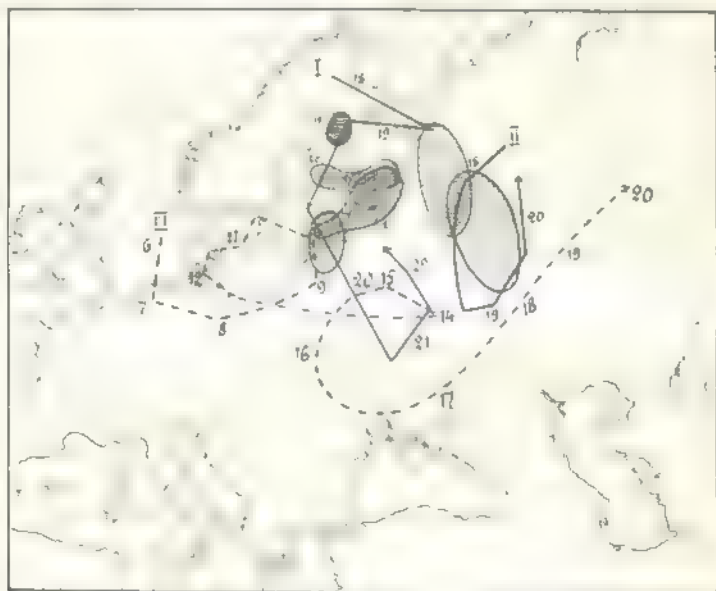
Наблюденія показываютъ, что эти осложняющіе движеніе факторы обыкновенно. — особенно въ холодное или переходныя времена года, когда минимумы въ среднихъ широтахъ и чаще, и глубже, и рѣзче развиты. — берутъ перевѣсъ надъ основными и *барометрической минимумъ среднихъ широтъ въ сѣверномъ полушаріи перемѣщается, оставляя области повышенныхъ температуръ вправо, области низкихъ температуръ влево отъ направленія своего движенія.*

Этотъ основной законъ движенія минимумовъ даетъ возможность всегда опредѣлить приблизительно направленіе вѣроятнаго движенія минимума въ среднихъ широтахъ. Насколько онъ является существеннымъ для движенія минимума, видно изъ того, что минимумъ имѣетъ крайне медленное и неопредѣленное движеніе, когда температуры вокругъ него распределены достаточно равномерно; тѣмъ, когда это чаще всего имѣетъ мѣсто, минимумы всегда имѣютъ не характерное строеніе (барометрическая депрессія — обычная форма лѣтняго минимума), движутся медленно, оставаясь по-догу на одномъ мѣстѣ. — словомъ, приобретаютъ близкій къ стационарности характеръ. Зимой, наоборотъ, когда температуры распределены достаточно неравномерно и разности между температурами и влажностями даже близкихъ пунктовъ обыкновенно велика, области повышенныхъ и пониженныхъ температуръ заставляютъ минимумъ, двигаясь съ значительною скоростью, описывать чрезвычайно сложныя и запутанныя траекторіи.

Очень хорошою иллюстраціею того, въ какой мѣрѣ расположеніе областей повышенныхъ и пониженныхъ температуръ влияетъ на перемѣщеніе барометрическаго минимума, можетъ служить путь, пройденный минимумомъ 18—22 марта 1895 г., разобранный въ свое время мною (Метеорол. Вѣст., 1895, 157). Черт. 156 даетъ путь центра этого минимума сплошною линіею; а штриховкою отмѣчены послѣдовательныя положенія области холода. По мѣрѣ того, какъ мѣнялось послѣдовательно положеніе этой области, мѣнялось и направленіе движенія вихря. Двигаясь сначала (17—18 Ш) на Ю.-Ю.-В., подъ влияніемъ образовавшейся въ тылу его области холода онъ измѣняетъ направленіе движенія на почти діаметрально противоположное (18—19 Ш) съ В. на З.; затѣмъ по мѣрѣ того, какъ область холода постепенно спускается къ Ю., и минимумъ поворачиваетъ въ Ю.-Ю.-З. направленіи. Огибая эту область пониженныхъ температуръ, минимумъ описываетъ петлю, двигаясь послѣдовательно затѣмъ на Ю.-В., С.-В. и С.-З., пока 22 Ш онъ не выползнулъ до совершеннаго

исчезновения въ Прибалтійскихъ губерніяхъ. Подобное нечто представляютъ собою нанесенные на томъ же черт. 156 (кривыя II и III) пути минимумовъ 18—20 VI 1893 г и 6—20 VI 1894 г.

Механическое дѣйствіе движущихся въ самомъ минимумѣ массы воздуха, производящихъ на образовавшихся барометрическій минимумъ давленіе, — наибольшее тамъ, гдѣ это движеніе всего сильнѣе, является дальнѣйшимъ осложняющимъ факторомъ въ движеніи этихъ вихрей. Этотъ осложняющій факторъ выражается особенно рельефно въ томъ случаѣ, когда въ минимумѣ наблюдаются большіе градиенты и сильныя вѣтры. *Вихрь стремится тогда перемѣщаться по на-*



Черт. 156. Пути вѣсколькихъ барометрическихъ минимумовъ при явномъ изомѣрнѣ распределеніи температуръ: I—18—22 марта 1893 г., II—18—20 июня 1894 г., III—6—20 июня 1894 г. Заштрихованная площадь—послѣдствительныя пониженія областей пониженныхъ температуръ.

правленію наиболѣе сильныхъ вѣтровъ или перпендикулярно къ направленію наибольшаго градиента; последнее будетъ понятно, если принять во вниманіе, что въ минимумѣ средній широтъ вѣтеръ составляетъ съ градиентомъ большіе углы и ближе къ изобарѣ, чѣмъ къ градиенту.

Перечисленными факторами не исчерпываются, однако, всѣ тѣ условія, которыми опредѣляется направленіе перемѣщенія барометрическаго минимума. Совокупность окружающихъ данный вихрь условій, въ зависимости отъ присутствія вблизи его другихъ подоб-

ныхъ вихрей, создаетъ также факторы, воздѣйствующіе на движеніе даннаго, разсматриваемаго минимума. Неисчерпанными наблюденіями давно уже установлено правило, что *барометрическій минимумъ, приближаясь къ области барометрическаго максимума, обыкновенно ошибается эту послѣднюю по числовой стрѣлкѣ съѣзжа направо въ северномъ полушаріи*. Непосредственною причиною въ этомъ случаѣ, какъ будетъ указано далѣе, является механическое дѣйствіе движущихся въ обонхъ вихряхъ массъ воздуха.

Окончательное движеніе барометрическаго минимума опредѣлится въ каждомъ частномъ случаѣ суммарнымъ дѣйствіемъ всѣхъ указанныхъ выше, одновременно влияющихъ на него факторовъ, перевѣсъ надъ всѣми остальными возьметъ, конечно, тотъ, который выражень наиболѣе сильно. Во всякомъ случаѣ, образовавшійся минимумъ всегда будетъ двинаться туда, гдѣ наиболѣе сильно падаетъ давленіе, т. е. туда, гдѣ перевѣсъ оттока надъ притокомъ будетъ наибольшій. Такъ какъ всего сильнѣе на притокъ и оттокъ воздуха влечетъ распределеніе областей тепла и холода, если только есть достаточная неравномѣрность въ распределеніи температуры въ той части земной поверхности, гдѣ минимумъ развился, то это *распределеніе областей тепла и холода и является главнѣйшимъ факторомъ въ движеніи барометрическаго минимума*.

§9. **Перемѣщеніе барометрическихъ максимумовъ.** Барометрическій максимумъ по самой своей природѣ обладаетъ гораздо меньшею способностью къ перемѣщеніямъ, отличается большою наклопностью къ остановкамъ на одной и той же мѣстности, большою *стационарностью*. Образованный нисходящими массами воздуха, притекающими къ центру сверху и растекающимися во всѣ стороны внизу, уже вслѣдствіе этого барометрическій максимумъ является гораздо менѣе зависящимъ отъ условий, существующихъ въ нижнихъ слояхъ воздуха. Распределеніе температуръ на поверхности земли поэтому не имѣетъ значенія для максимума. Точно также и внутреннія теченія, существующія въ районѣ вихря, существенно не оказываютъ влияния на перемѣщенія максимума. Опускаясь изъ высокихъ слоевъ атмосферы, гдѣ треніе мало, вблизи земной поверхности массы воздуха въ максимумѣ, увеличивая свою плотность и упругость по мѣрѣ пониженія, претерпѣваютъ при этомъ значительныя уменьшенія объема и пенятываются ввиду значительно большее треніе, чѣмъ вверхъ растекаясь отъ центра къ периферіи, онѣ занимаютъ сверху того же большія и большія площади; отсюда то медленное убываніе давленія отъ центра къ периферіи, которое такъ характерно для барометрическаго максимума; от-

сюда же в тѣ слабые вѣтры, и тѣ затопья, которые даютъ такой типичный обликъ погодѣ въ области максимума¹⁾).

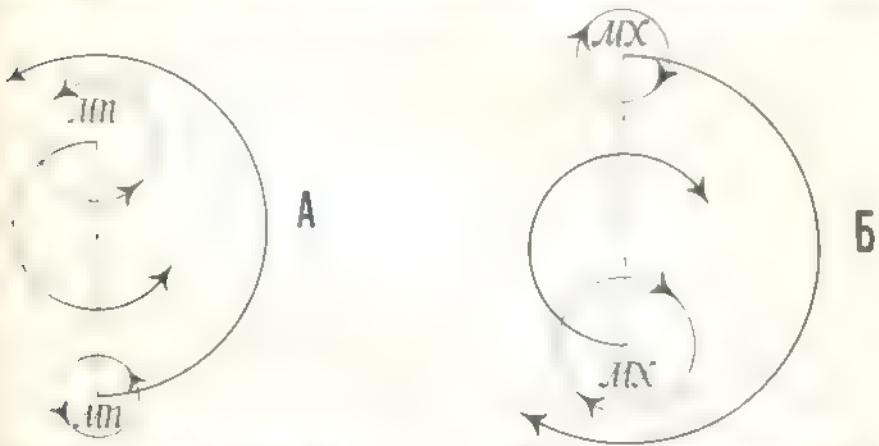
Главѣйшимъ факторомъ, осложняющимъ основные, разсмотрѣнные уже выше, въ перемѣщеніи максимумовъ является усиливающееся подѣ влияніемъ сложившихся условий въ какомъ либо пунктѣ, опусканіе массъ воздуха. Въ такомъ случаѣ въ этомъ пунктѣ, притокъ воздуха беретъ перевѣсъ надѣ его оттокомъ, давление здѣсь начинаетъ повышаться и сюда передвигается центръ высокаго давления. Для того, чтобы въ данномъ пунктѣ начались болѣе интенсивное опусканіе массъ воздуха, достаточно того неустойчиваго равновѣсія, которое возникаетъ подѣ влияніемъ усиленной ясной погодой инсоляци въ нижнихъ слояхъ атмосферы, или же того охлажденія излученіемъ, которое должно развиться при ясной погодѣ максимума въ ночное или зимнее время. Дневное неустойчивое равновѣсіе при инсоляци, заставляющее подниматься вверхъ низкіе, интенсивно нагрѣтые слои воздуха и приводящее въ замѣну ихъ холодныя верхніе, является главѣйшимъ факторомъ, вызывающимъ перемѣщеніе максимумовъ въ лѣтнее время. Усиленное мѣстное инсоление холодныхъ массъ воздуха при интенсивномъ излученіи — главная причина перемѣщеній зимнихъ антициклоновъ.

Вообще относительно барометрическихъ максимумовъ установлено непосредственными наблюденіями, какъ это и было уже отмѣчено ранѣе, что можно различать два типа этихъ вихрей, одинъ изъ нихъ, образующійся путемъ отщепленія, сегментация отъ постоянныхъ максимумовъ, обладаетъ малой подвижностью, склоненъ по долгу оставаться на одномъ и томъ же мѣстѣ. — словомъ типичный *стационарный максимумъ*. Таковы напр. восточно-сибирскій максимумъ, азорскій максимумъ. Въ другомъ типѣ, — въ настоящъ *временныхъ* максимумовъ, — образующемся обыкновенно при прохожденіи волнъ холода между двумя областями пониженнаго давления, напротивъ наблюдается склонность быстро мѣнять свое мѣсто по земной поверхности, слѣдя за движеніемъ волнъ холода: причина такой подвижности, какъ показываютъ изслѣдованія, именно неустойчивое (по — не вѣдствие инсоляци, равновѣсіе массъ воздуха, ведущее къ обвалу холодныхъ верхнихъ слоевъ

1) Интересно въ топъ же мѣсто къ сказанному отмѣтить, что в гидродинамика теоретически предсказываетъ, что скорость вѣтра въ барометрическомъ максимумѣ должна быть въ 2:1 1/2 разъ меньше, чѣмъ въ минимумѣ, если положить коэффициентъ тренія равнымъ 0.00008.

внизъ, при этомъ максимумъ всегда перемѣщается туда, гдѣ обвалъ холоднаго воздуха идетъ наиболѣе интенсивно

90. Движеніе сопряженныхъ вихревыхъ системъ. Подъ названіемъ *сопряженныхъ вихрей* разумѣется тотъ случай, когда двѣ однородныя или неоднородныя (по направленію образовавшейся циркуляціи) системы, — напр. два барометрическихъ минимума, или два барометрическихъ максимума, или наконецъ минимумъ и максимумъ, — возникаютъ достаточно близко одна къ другой. Гельмгольцъ аналитически показалъ, что въ этомъ случаѣ обѣ вихревыя системы, сближаясь, всегда обнаружатъ взаимодействие, выражающееся въ томъ, что и та, и другая извѣстнымъ образомъ измѣнятъ направленіе своего движенія. Причина этого — механическое давленіе движущихся массъ



Черт. 157. Движеніе двухъ сопряженныхъ барометрическихъ минимумовъ.

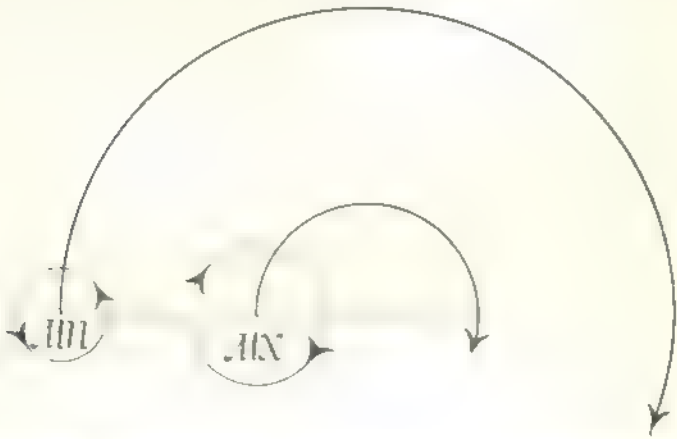
Черт. 158. Движеніе двухъ сопряженныхъ барометрическихъ максимумовъ.

одной системы на движущіяся массы другой, — совершенно такое же, какъ и въ случаѣ слагающей по направленію общаго движенія атмосферы. По Гельмгольцу два однородныхъ вихря, въ которыхъ совершается одинаково циркуляція воздушныхъ массъ, — напр. два минимума или два максимума, — должны двигаться около точки, лежащей между ихъ центрами; два разнородныхъ вихря, въ которыхъ циркуляція совершается по противоположнымъ направленіямъ, должны двигаться около точки, лежащей на продолженіи линіи, соединяющей ихъ центры, по ту сторону, гдѣ находится вихрь, сильнѣйшій по всей развиваемой или расходуемой имъ энергіи. Если вихря одинаковы, равны по энергіи, они будутъ двигаться по прямымъ, параллельнымъ между собою траекторіямъ. Направленіе движенія каждой изъ системъ опредѣлится тѣмъ давленіемъ, которое она испытываетъ отъ другой.

Черт. 157—162 схематически представляютъ возможные случаи такого движенія сопряженныхъ минимумовъ и максимумовъ. Такъ, напр., въ случаѣ, когда имѣются два сопряженныхъ минимума (черт. 157), верхній будетъ двигаться туда, куда его стремятся сдвинуть течения нижняго; а эти послѣдніе стремятся его выдвинуть направо и надавливать на его правую сторону, и наоборотъ стремятся

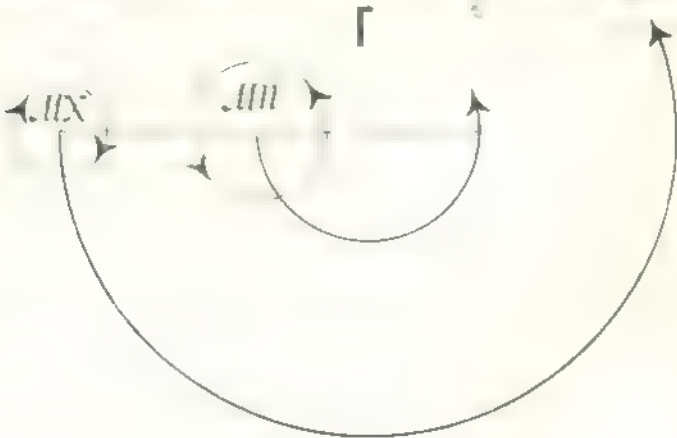
уменьшить давленіе и усилить оттокъ воздуха на его лѣвой сторонѣ, и вихрь движется справа налево, какъ указано стрѣлками. Въ нижнемъ минимумѣ на оборотъ воздушныя теченія верхняго вихря давать и выполнять вихрь въ

В



Черт. 159. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ максимума и минимума.

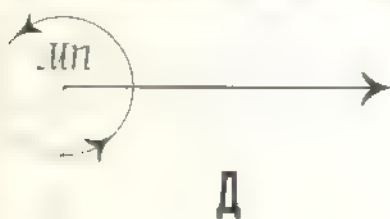
лѣвой сторонѣ, усиливаютъ разрѣженіе въ правой, — и вихрь движется отъ лѣвой руки къ правой обратно часовой стрѣлкѣ. Въ случаѣ, когда сравнительно слабый минимумъ приближается къ сильному максимуму (черт. 159),



Черт. 160. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ минимума и максимума.

онъ будетъ огибать его въ северномъ полушаріи отъ лѣвой руки къ правой по часовой стрѣлкѣ. Наоборотъ сильный минимумъ (черт. 160) за- ставляетъ более слабый максимумъ огибать себя отъ лѣвой руки къ

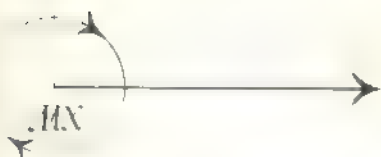
правой обратно часовой стрелки. Хотя на практикѣ трудно оцѣнить энергию или интенсивность возникшаго вихря, однако, насколько можно судить по непосредственнымъ наблюдѣніямъ, положенія Гельгольца о сопряженныхъ вихряхъ оправдываются для вихрей, возникающихъ въ атмосферѣ; для сопря-



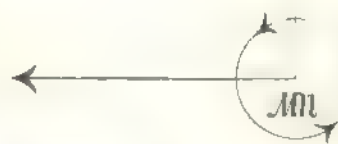
Д



Е



ИХ



Лп

Черт. 161 Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ минимума и максимума равной силы

Черт. 162 Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ максимума и минимума равной силы

женныхъ максимума и минимума первая половина предшествующихъ правилъ выведена была уже ранѣе теоретическихъ изслѣдованій непосредственно на основаніи наблюденій, какъ упомянуто было объ этомъ ранѣе.

91. **Возникновеніе и условія развитія вихрей съ вертикальной осью.** Чтобы кончить совсѣмъ съ разсматриваемыми вихрями, остается теперь еще простѣдить на основаніи матеріаловъ, которыми располагаетъ современная метеорологія, какъ возникаютъ въ дѣйстви-тельности эти вихри съ вертикальной осью. Силы, опредѣляющія движеніе массъ воздуха: градиенты, отклоняющая сила земнаго вращенія, центробѣжная сила, треніе—все оубъ являютел уже—какъ результатъ накопленія въ извѣстныхъ массахъ воздуха запаса энергии, которая этими силами только извѣстнымъ образомъ трансформируется въ то или другое вихревое движеніе; но сами по себѣ эти силы создать вихря не могутъ. Даже градиенты,—движущая сила въ настоящемъ смыслѣ этого слова, появляются уже только тогда, когда въ различныхъ точкахъ атмосферы тѣмъ или инымъ путемъ образовалось неравенство давленія, —оказываются, значитъ, слѣдствіемъ накопленія энергии въ этихъ точкахъ, но отнюдь не первичною причиною движенія. Вопросъ, который ставится теперь, есть, слѣдовательно, вопросъ о первичной причинѣ появленія вихрей съ вертикальной осью, вопросъ о томъ, откуда появляются или какимъ образомъ могутъ возникнуть въ атмосферѣ

тѣ запасы энергіи, какіе нужны для созданія подобныхъ вихрей и которые вступаютъ въ общій круговоротъ энергіи подѣ дѣйствіемъ тихихъ неперіодическихъ факторовъ погоды ¹⁾.

Въ механизмѣ конвекціи было уже указано, какъ могутъ вообще возникнуть разсматриваемыя вихревыя системы. Образованіе ихъ можетъ явиться результатомъ или чисто термическихъ воздѣйствій, сильнаго нагрѣванія или охлажденія одного изъ смежныхъ районовъ, или же оно можетъ быть слѣдствіемъ механическихъ факторовъ, вызывающихъ въ атмосферѣ появленіе конвекціонныхъ потоковъ. Въ первомъ случаѣ образованіе вихревого движенія будетъ явленіемъ *конвекціоннымъ* въ собственномъ смыслѣ этого слова, во второмъ появленіе вихря уже есть результатъ *динамическихъ* условій, ведущихъ къ его образованію. Непосредственныя наблюденія надъ образованіемъ минимумовъ и максимумовъ съ одной стороны, изслѣдованія на шарачъ-зондахъ и змѣяхъ надъ строемъ вихрей среднихъ широтъ съ другой приводятъ къ тому выводу, что подобные вихри — по преимуществу вихри динамическаго происхожденія. Если въ настоящее время барометрическіе минимумы и максимумы называются явленіями конвекціонными то только потому, что самому понятію о конвекціи теперь дается гораздо болѣе широкое значеніе, чѣмъ обыкновенно: подѣ этимъ терминомъ разумѣются всѣ тѣ случаи или тѣ процессы, гдѣ наблюдается переносъ массъ и обмѣнъ энергіи между различными глѣями помимо непосредственной проводимости, независимо отъ того, будетъ-ли этотъ обмѣнъ вызванъ тепловыми, механическими или какими бы то ни было другими причинами. А затѣмъ, конечно, и динамическія воздѣйствія въ земной атмосферѣ, сведенныя къ своей конечной причинѣ, только результатъ неодинаковаго нагрѣванія различныхъ точекъ земной поверхности потокомъ лучистой энергіи отъ солнца, — слѣдовательно также конвекціонное явленіе, вызванное этимъ основнымъ факторомъ, дѣйствующимъ на земной поверхности.

Наблюденія относительно процессовъ возникновенія вихрей съ вертикальной осью даютъ указанія двоякаго рода. Удастся во-первыхъ прослѣдить хотя отчасти зарожденіе и развитіе нѣкоторыхъ изъ этихъ вихрей, во-вторыхъ полу-

¹⁾ А такъ какъ эти запасы энергіи которые барометрическій минимумъ представляетъ въ данный районъ атмосферы, можно видѣти изъ слѣдующихъ цифръ. Подсчеты показали, что тропическій ураганъ разра=вался надъ с. Куку в 5—7 Окт 1841 г. въ теченіи трехъ дней долже=н былъ совершить работу въ 47^{1/2} 10¹² лошадиныхъ силъ. Въ минимумъ 21 Окт. 1880 г. надъ Сибирскаго дома Россіи вышло энергіи столько по самому скромному подсчету до 232×10¹² лошадиныхъ силъ въ 1 секунду. А это былъ еще сравнительно не 1 кубометръ и доволно не звѣрскимъ размѣромъ вихря.

чено при помощи шаровъ-зондовъ и особенно въѣвъ достаточное количество данныхъ относительно термическихъ условий, характеризующихъ эти вихри.

Возникновение тропическихъ урагановъ прослѣжено непосредственно, — особенно детаально въ Бенгальскомъ заливѣ. Большіе тропическіе ураганы возникаютъ здѣсь вообще въ такъ называемый переходный періодъ (—мѣсяцы Май и Октябрь—Ноябрь) отъ муссона одного направленія къ муссону противоположному, когда давленіе надъ Индією и Бенгальскимъ заливомъ распределено довольно равномерно и когда здѣсь очень жарко. Ураганы образуются въ южной части залива, на сѣверной границѣ надвигающагося къ сѣверу или отступающаго къ югу SW - муссона, въ области слегка пониженнаго (вълѣдствіе высокой температуры и большой влажности) давленія при слабыхъ, переменныхъ вѣтрахъ, часто смѣняющихся полнымъ затишьемъ. Мѣстомъ возникновенія для тропическихъ урагановъ являются вообще области затишья или переменныхъ вѣтровъ, гдѣ давленіе слегка понижено сравнительно съ окружающимъ райономъ, расположенныя надъ тропическими океанами или морями. Въ мѣстности, гдѣ затишь нѣсколько поздне възникаетъ впервые ураганъ, наблюдается предъ этимъ *неспокойная, переменчивая погода* съ мѣстными, захватывающими то большій, то меньшій районъ дождевыми шквалами, сопровождающимися легкимъ паденіемъ барометра. Это продолжается два — три дня, иногда нѣсколько дольше, пока и вѣтры, и дождевые шквалы своимъ направленіемъ не обнаружатъ ясно выраженаго центра пониженнаго давленія, который тотчасъ же начинаетъ медленно, — особенно въ началѣ, — перемѣщаться въ западномъ или сѣверномъ направленіи, образуя уже настоящій типичный тропическій ураганъ, быстро усиливающійся по мѣрѣ своего движенія.

Въ соотвѣтствіе съ мѣстомъ зарожденія, которое по предыдущему не является областью исключительно высокихъ температуръ, и анализъ всей совокупности извѣстныхъ въ настоящее время относительно этихъ вихрей фактовъ говорить за то, что конвекціонное ихъ происхожденіе едва-ли можетъ имѣть здѣсь мѣсто и что факторы, подъ дѣйствіемъ которыхъ могутъ возникнуть эти вихри, скорѣе исключительно динамическаго характера.

Въ самомъ дѣлѣ. — равномерное распределеніе высокихъ температуръ въ области вихря съ быстрымъ скачкомъ температуры въ самомъ центрѣ урагана въ связи съ *быстрымъ* перемѣщеніемъ вихря не говоритъ въ пользу того, что районъ, захваченный ураганомъ, нагрѣтъ выше окружающихъ вихрь мѣстностей. Нисходящее движеніе въ центрѣ вихря, дающее единственное возможное объясненіе появленію «глаза бури», составляющаго такую типичную особенность тропическихъ циклоновъ, наблюдаемое при томъ въ самомъ центрѣ вихря, гдѣ нисходящій потокъ, согласно теоріи, долженъ былъ бы быть наиболѣе интенсивнымъ, также не говоритъ за исключительно большое повышение температуры, которое могло бы вызвать эти мощные вихри. Огромныя скорости вѣтровъ, движущихся при этомъ почти параллельно изобарѣ, въ свою очередь не могутъ быть слѣдствіемъ термически возникшаго восходящаго потока, который въ такомъ случаѣ долженъ былъ бы отличаться колоссальными вертикальными скоростями и исключительной мощностью. А между тѣмъ и восходящіе токи въ тропическомъ ураганѣ, и общая высота ихъ по всѣмъ извѣстнымъ даннымъ, полученнымъ наблюденіями, достигаютъ высоту, вообще много не превосходящихъ 1000 м.

Минимумы среднихъ широтъ — явленіе, свойственное мѣстностямъ, наиболѣе наслѣдованнымъ въ метеорологическомъ отношеніи и покрытымъ наиболѣе густою

стью наблюдательных пунктов; однако, условия их возникновения проследить до сих пор почти не удавалось: места их первоначального зарождения—по преимуществу океаны, где систематическія наблюденія именно отсутствуют и где приходится довольствоваться только отрывочными судовыми наблюденіями. На метеорологических картах приходится уже обыкновенно видеть и изучать барометрический минимумъ въ готовомъ, сформировавшемся видѣ Правда, — есть одинъ классъ минимумовъ въ средних широтахъ, возникающихъ на самыхъ материкахъ *сегментациею*, отдѣленіемъ отъ главнаго, вызвавшего ихъ къ существованію минимума. Но на нихъ, къ сожалѣнію, до сихъ поръ не было обращено должнаго вниманія.

Насколько, однако, можно судить по непосредственнымъ даннымъ Европейскихъ бюллетеней, всѣ случаи подобнаго рода показываютъ, что о какомъ либо значительномъ нагрѣваніи здѣсь также не можетъ быть и рѣчи. Въ общемъ процессъ и условия образования сегментациею новаго минимума во вѣтропической области оказываются до известной степени напоминающими то, что наблюдается и при образованіи минимумовъ тропическихъ. Область возникновенія всегда—область слабыхъ вѣтровъ, переменной погоды, проходящихъ дождей или грозъ, сменяющихся ясной погодою. Обыкновенно это—въ тоже время область *немного повышенныхъ температуръ* и сравнительно *большою влажностію*. Зарожденіе минимумовъ сегментациею наблюдается по преимуществу въ области сѣдлообразныхъ изобаръ, образующейся между рѣзко выраженными и накрестъ расположенными четырьмя областями высокаго и низкаго давленія. Какихъ либо исключительныхъ повышеній температуры въ такихъ областяхъ обыкновенно не наблюдается.

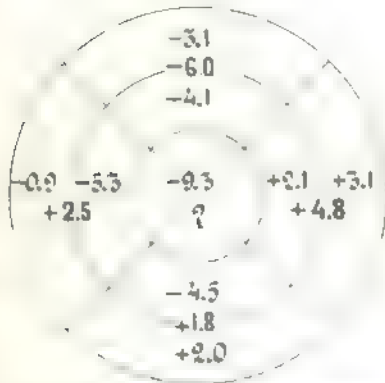
Наблюденія надъ температурами воздушныхъ массъ, образующихъ вихри съ вертикальной осью, произведены съ помощью зѣбевъ и шаровъ-зондовъ за послѣднее время въ достаточно большомъ количествѣ и до высотъ большихъ 10 км. въ средней Европѣ и Сѣв. Америкѣ. Обработанныя сперва Вецельдомъ для Германии, а затѣмъ Вегенеромъ для всей средней Европы, для Сѣв. Америки—Х. Кляйтономъ, они даютъ довольно опредѣленные указанія на то, что барометрические минимумы и максимумы среднихъ широтъ сѣвернаго полушарія въ большинствѣ—не термического происхожденія (строеніе этихъ вихрей затѣмъ и въ термическомъ, и въ другихъ отношеніяхъ—сложнѣе, чѣмъ его рисуютъ обычныя схемы конвекціи,—какъ приходилось впрочемъ уже на это указывать и ранѣе.

Данныя этого рода прежде всего опредѣленно говорятъ, что въ различныхъ частяхъ вихря съ вертикальной осью, будетъ-ли то барометрический минимумъ или-же максимумъ, — массы воздуха до наибольшей высоты, о которой можно судить по наблюденіямъ, имѣютъ далеко неодинаковыя температуры. Различіе, наблюдаемое между температурами отдѣльныхъ частей вихря вблизи земной поверхности, распространяется и на гораздо болѣе высокіе слои.

Такъ изслѣдованіе Вегенера для средней Европы показало, что въ барометрическомъ минимумѣ восточная сторона для всего столба воздуха отъ поверхности почвы до высоты 9 км. имѣетъ аномально повышенныя температуры; наоборотъ въ сѣверо-западной части вихря весь столбъ воздуха до той-же высоты имѣетъ аномально пониженныя температуры. Выше 9 км. соотношеніе между температурами для этихъ столбовъ воздуха въ минимумѣ — обратное. Тоже самое въ общихъ чертахъ дали изслѣдованія Кляйтона для барометрическихъ минимумовъ сѣв. Америки. Въ барометрическомъ максимумѣ по изслѣдованіямъ Вегенера и Кляйтона точно также аномально тепелъ столбъ воздуха

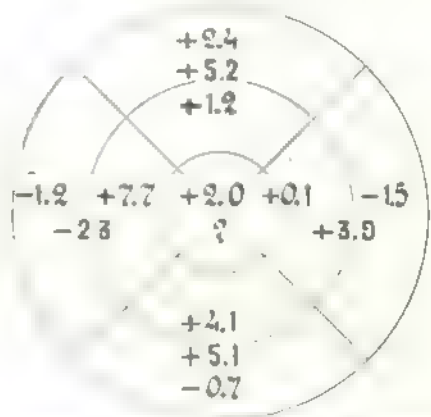
отъ поверхности почвы до 9 км. высоты на сѣверо-западной сторонѣ вихря и аномально холоденъ столбъ воздуха къ юго-востоку отъ центра вихря. Выше 9 км. и здѣсь соотношение температуръ обратное.

Минимумъ.
0-9 км.



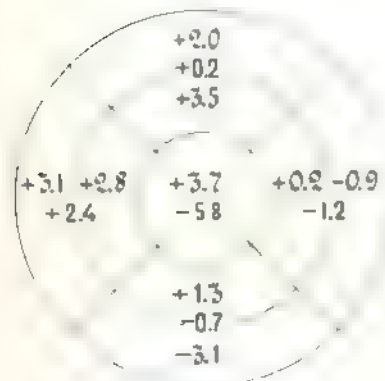
Черт. 163. Распределение температуръ въ барометрическомъ минимумѣ въ столбѣ воздуха до 9 км. высоты.

Выше 9 км.



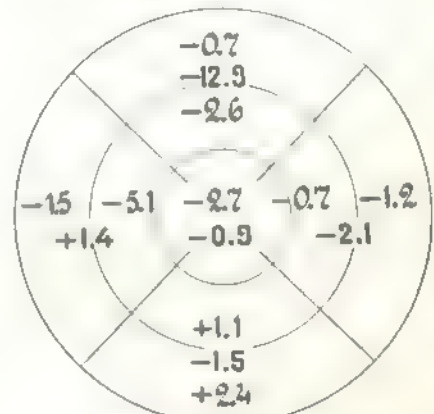
Черт. 164. Распределение температуръ въ барометрическомъ минимумѣ въ столбѣ воздуха выше 9 км. высоты.

Макимумъ.
0-9 км.



Черт. 165. Распределение температуръ въ барометрическомъ максимумѣ въ столбѣ воздуха до 9 км. высоты.

Выше 9 км.



Черт. 166. Распределение температуръ въ барометрическомъ максимумѣ въ столбѣ воздуха выше 9 км. высоты.

Схематически эти данныя для большей наглядности можно представить на чертежахъ 163—166. Вся область вихря здѣсь и въ барометрическомъ минимумѣ, и въ максимумѣ представлена раздѣленною на 4 квадранта, внутри ко-

торых даны отклонения температуры от средней для всего вихря. Для того и другого вихря даны отдельно отклонения в столбѣ воздуха 0—9 км. и затѣмъ отъ 9 км. и выше. Въ каждомъ квадрантѣ Вегенеръ для средней Европы различаетъ еще сверхъ того периферію, среднюю зону вихря и центральную часть. Цифры ясно обрисовываютъ все то различіе по температурѣ, которое установлено наблюдениями для вихрей съ вертикальной осью. Но наиболее важнымъ по отношенію къ рассматриваемому вопросу является тотъ фактъ, что въ центральной части барометрическаго минимума, гдѣ теоретическія соображенія заставляютъ предполагать въ случаѣ термической конвекціи температуры повышенными, на самомъ дѣлѣ наблюденія устанавливаютъ въ слояхъ воздуха 0—9 км. наоборотъ *аномально пониженные* температуры (на 9°.3). Точно также и для барометрическаго максимума въ центральной его части, гдѣ при термической конвекціи температуры должны быть пониженныя, наблюденія даютъ въ столбѣ воздуха 0—9 км. *аномально повышенныя* температуры (на 3°.7). Въ верхнихъ слояхъ, выше 9 км. соотношеніе — обратное. Близкія къ этому соотношенія даютъ, по Кляйтону, и американскія наблюденія.

Вообще даныя Вегенера показали для средней Европы, что *температура всей массы воздуха, образующей вихрь, въ барометрическомъ минимумѣ обыкновенно до 9—10 км. понижена*, а не повышена, какъ должно было бы быть при термическомъ возникновеніи вихря. *Въ барометрическомъ максимумѣ она наоборотъ до 9—10 км. сравнительно съ окружающими массами воздуха обыкновенно нагрѣта и повышена* соответственно адиабатическому измѣненію при опусканіи, а не понижена, какъ предполагаетъ термическое возникновеніе вихря. Слѣдующая таблица даетъ въ цифрахъ понятіе о наблюдаемыхъ въ дѣйствительности отклоненіяхъ средней температуры всей массы воздуха въ вихрѣ отъ средней температуры окружающей атмосферы для европейскихъ вихрей.

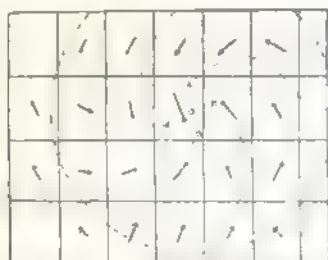
Высота въ км.	0	2	4	6	8	10	13	16
Баром. максимумъ	+0.8	+2.0	+2.9	+3.2	+2.9	+0.3	-3.1	-2.5
Баром. минимумъ	-0.2	-2.0	-3.4	-3.9	-3.5	-0.2	+4.7	+2.7
Разность макс.—мин	+1.0	+4.0	+6.3	+7.1	+6.4	+0.5	-7.8	-5.2

Впрочемъ и для средней Европы, по Вегенеру, наблюдаются иногда быстро пережѣщающіеся вихри, для которыхъ рассматриваемыя соотношенія оказываются какъ разъ обратными и воздухъ въ такомъ барометрическомъ минимумѣ аномально тепелъ, воздухъ въ барометрическомъ максимумѣ — аномально холоденъ. Но въ средней Европѣ такіе вихри рѣдки. Въ Сѣверной Америкѣ, по изслѣдованію Кляйтона, такое соотношеніе для наблюдаемыхъ тамъ вихрей является правиломъ и воздухъ минимума въ среднемъ тамъ оказывается нагрѣтымъ болѣе, чѣмъ воздухъ барометрическаго максимума. Всегда при этомъ оказывается, что вихри, обладающіе такимъ термическимъ соотношеніемъ, принадлежатъ къ категоріи вихрей, быстро пережѣщающихся.

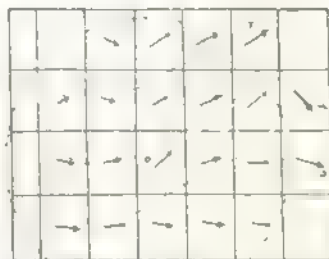
Затѣмъ не безынтересно отмѣтить и то, что и изслѣдованія Кляйтона надъ высотой барометрическихъ минимумовъ Сѣверной Америки и движеніемъ въ нихъ воздуха, и обширныя изысканія Вуджелло надъ движеніемъ облаковъ на Сѣв.-Американскомъ континентѣ совершенно опредѣленно указываютъ, что вихревое движеніе въ сѣверо-американскихъ минимумахъ не идетъ выше 4 км. надъ земною поверхностью. Начиная съ этихъ высотъ и надъ минимумами, и надъ максимумами Сѣв.-Американскаго материка направленіе движенія пери-

стыхъ облаковъ уже почти совершенно независитъ отъ находящагося вблизи земной поверхности вихря, какъ это можно видѣть на чер. 167—170.

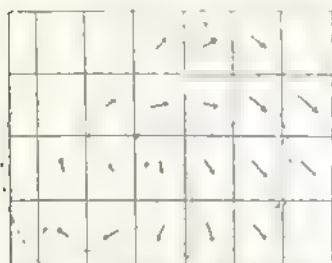
Если сопоставить эти данныя съ тѣмъ, что извѣстно о высотѣ тропическихъ урагановъ и вихрей средней Европы, то не трудно видѣть, что сѣвероамериканскіе вихри стоятъ какъ бы по срединѣ между тропическими ураганами и средне европейскими вихрями въ то время, какъ высота первыхъ вообще не превосходитъ 1 км., сѣвероамериканскіе вихри захватываютъ слои до 4 км., но далеко не доходятъ до 10—12 км.,—высоты, достигаемыхъ вихрями средней Европы.



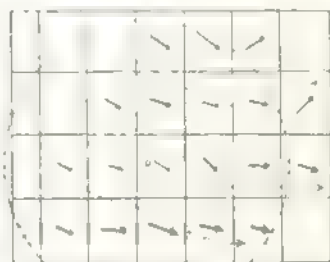
Черт. 167 Движеніе воздуха въ сѣвероамериканскихъ барометрическихъ максимумѣ вблизи земной поверхности.



Черт. 168 Движеніе воздуха въ сѣвероамериканскихъ барометрическихъ максимумѣ на высотѣ перистыхъ облаковъ.



Черт. 169 Движеніе воздуха въ сѣвероамериканскихъ барометрическихъ максимумѣ вблизи земной поверхности.



Черт. 170 Движеніе воздуха въ сѣвероамериканскихъ барометрическихъ максимумѣ на высотѣ перистыхъ облаковъ.

Приведенныя данныя относительно температуры всей массы воздуха, составляющей вихрь съ вертикальной осью для средней Европы опредѣленно показываютъ, что о термическомъ происхожденіи огромнаго большинства Европейскихъ вихрей говорить не приходится. Что же касается сѣвероамериканскихъ вихрей и быстро перемѣняющихся вихрей средне-европейскихъ, то и здѣсь во всякомъ случаѣ повышенія температуры въ минимумѣ сравнительно съ окружающими воздушными массами и пониженія ея въ максимумѣ такъ сравнительно незначительны, что не могутъ объяснить въ достаточной мѣрѣ появленіе тѣхъ огромныхъ запасовъ энергии, которое несетъ въ себѣ развитый вполнѣ вихрь съ вертикальной осью.

Такимъ образомъ при возникновеніи по крайней мѣрѣ части вѣтропическихъ минимумовъ коренная причина развитія ихъ также — не термического характера. Въ тоже время наблюденія показываютъ, что вѣтропические минимумы возникаютъ въ большинствѣ случаевъ надъ морями или въ непосредственной близости къ этимъ послѣднимъ зимою, когда воздухъ надъ морями несомнѣнно теплѣе и гораздо болѣе влаженъ, чѣмъ надъ окружающими ихъ материками. При движеніи минимумы эти стремятся по преимуществу двигаться надъ морями же, озерами и влажными областями, — вообще тамъ, гдѣ находятъ для себя новую линію въ тепломъ и влажномъ воздухѣ. Въ холодныхъ и сухихъ мѣстностяхъ минимумы эти по большей части быстро выполняются и замираютъ. (Совокупность всѣхъ этихъ фактовъ и наблюденій, въ связи съ отмѣченными ранѣе фактами относительно перемѣщенія минимумовъ, показываетъ, что, *если повышенная температура и большая влажность еще и не всегда достаточны сами по себѣ для того, чтобы вызвать образование барометрическаго минимума, то во всякомъ случаѣ они составляютъ одно изъ существеннѣйшихъ, необходимыхъ условий для его возникновенія и дальнѣйшаго развитія.*

Первичную причину возникновенія большей части минимумовъ слѣдуетъ искать въ механическихъ условияхъ, создаваемыхъ циркуляціею атмосферы. Такимъ механическимъ условиемъ, какъ это уже было ранѣе указываемо, могутъ явиться скручивающія силы, возникающія нерѣдко при существованіи двухъ воздушныхъ потоковъ, имѣющихъ неодинаковыя направленія движенія или неодинаковыя скорости. Но этимъ путемъ минимумъ можетъ возникнуть вѣдь, гдѣ только будутъ имѣться въ вѣличности такія скручивающія силы: а между тѣмъ минимумы возникаютъ по преимуществу въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ на лицо еще — повышенныя температуры и большая влажность. Поэтому и допущеніе дѣйствія такихъ механическихъ силъ при возникновеніи минимумовъ не исчерпываетъ вопроса и не объясняетъ, почему именно минимумы создаются только при этихъ особыхъ условияхъ температуры и влажности.

Въ тѣхъ случаяхъ, когда можно наблюдать зарожденіе вѣтропическаго минимума, предшествующую фазою предъ возникновеніемъ всякаго такого вихря, обыкновенно является незначительное пониженіе давленія. Причиной такого пониженія давленія, на первый разъ очень незначительнаго, можетъ быть и интензивное нагрѣваніе, могутъ быть и механическія условия при наличности слабыхъ разностей въ температурахъ и особенно *во влажности* въ сосѣднихъ областяхъ. Если нагрѣваніе нѣкотораго района достаточно интензивно и поддерживается въ теченіе нѣкотораго достаточно продолжительнаго времени, то подъ дѣйствіемъ отклоняющихъ силъ вращенія земли возникшее въ видѣ восходящаго потока конвекціонное движеніе можетъ само собою, безъ дѣйствія всякихъ другихъ факторовъ, трансформироваться въ вихревое: этимъ именно путемъ долженъ возникнуть барометрическій минимумъ только вслѣдствіе чисто термическихъ причинъ. Этимъ путемъ вѣроятно и возникаютъ нѣкоторые минимумы въ теплое время года. Но, если нагрѣваніе слабо при достаточно однако большой влажности, то возникающій такимъ образомъ восходящій потокъ ¹⁾

¹⁾ Само собою разумѣется, что, если рѣчь идетъ о неинтензивномъ потоке, то это касается отношеній въ тѣхъ восходящихъ потокахъ, который вызваны вѣднѣемъ послѣдннмъ разнрнрнмъ въ атмосферѣ, а тѣмъ восходящимъ потокомъ, который является слѣдствіемъ наклона изобарныхъ поверхностей къ п-

здает только значительныя разности температуръ между массами воздуха, входящими на одной и той же высотѣ надъ болѣе холодными и надъ болѣе теплыми областями. Подобное неравенство температуръ на нѣкоторой высотѣ можетъ при нѣкоторыхъ условіяхъ явиться уже механическою причиною возникновенія минимума.

Въ самомъ дѣлѣ, вслѣдствіе убыванія температуры отъ экватора къ полюсамъ должно, какъ это было указано въ главѣ о циркуляціи атмосферы, существовать въ среднемъ слоеъ воздуха движеніе, направленное въ сѣверномъ полушаріи отъ SW къ NE. Эта тяга будетъ идти правильно, очевидно, только до тѣхъ поръ, пока для сосѣднихъ пунктовъ на одинаковой высотѣ температуры и влажности будутъ правильно и медленно убывать вдоль по меридіанамъ. *Тамъ только возникнетъ на одной и той же высотѣ для сосѣднихъ пунктовъ неравенство температуръ особенно при неодинаковой влажности, такъ правильность этого движенія должна тотчасъ же нарушиться, тамъ, гдѣ температура выше, градиентъ по направлению къ полюсу, а слѣдовательно и скорость движенія въ этомъ направленіи увеличиваются.* Въ силу этого уже въ массѣ воздуха, движущейся надъ такими неодинаково нагрѣтыми пунктами, является пара силъ, стремящихся дать этой массѣ вращательное движеніе. Если нагрѣваніе, вызвавшее эту пару силъ, достаточно продолжительно, возникшее такимъ образомъ нарушеніе циркуляціи можетъ мало по-малу трансформироваться въ вихревое движеніе и привести къ образованію барометрическаго минимума. Точно такимъ же образомъ и нескія вообще скручивающія силы, возникающія при соприкосновеніи двухъ потоковъ, какъ бы онѣ ни были слабы, при этомъ условіи неравенства температуръ приведутъ массы воздуха во вращательное движеніе несравненно легче, нежели при отсутствіи этого содѣйствующаго фактора.

Не трудно опредѣлить и тѣ условія, при какихъ можетъ получиться обещаемое возникновеніе вихревого движенія неравенство температуръ на однихъ и тѣхъ же высотахъ въ сосѣднихъ пунктахъ.

Когда встрѣются неодинаково нагрѣтыя массы воздуха, въ возникающемъ при этомъ восходящемъ потокѣ температуры будутъ падать быстро на 1° на каждыя 100 м., пока воздухъ этотъ не насыщенъ водяными парами. Съ того момента, когда поднимающійся воздухъ насыщенъ водяными парами, паденіе температуры уменьшается: оно будетъ тѣмъ меньше, чѣмъ выше температура восходящаго потока и, слѣдовательно, тѣмъ меньше, чѣмъ раньше воздухъ достигнетъ насыщенія т. е. чѣмъ больше его влажность и чѣмъ богаче онъ вообще водяными парами. Поэтому, если какимъ либо образомъ близки земной поверхности между двумя пунктами образовалась разность температуръ, то въ возникшемъ вслѣдствіе этого восходящемъ потокѣ температуры для каждой данной высоты осядутся сравнительно съ окружающими слоями тѣмъ выше, а слѣдовательно и разности температуръ между соответствующими пунктами тѣмъ больше, чѣмъ влажнѣе поднимающійся воздухъ. Отсюда понятво, что и

верхастиямъ уровня или же наклонна изобразилъ поверхности къ востери-скимъ. Для понятія такою восходящаго потока достаточнъ уже того, чтобы какимъ либо образомъ — напръ хотя бы вслѣдствіе замѣны сухого и холоднаго воздуха влажнымъ и теплымъ или обратнъ, варувилась разность высотъ въ одной какой-либо поверхности уровня. А тогда уже несомнѣнно возникнетъ циркуляціи съ восходящимъ движеніемъ съ одной стороны, нисходящимъ съ другой.

закручивающія силы, действущія на поднимающіяся массы воздуха, тѣмъ больше, чѣмъ онъ влажнѣе.

Теперь представимъ себѣ, что разность температуръ вблизи земной поверхности образовалась между двумя пунктами, принадлежащими одной и той же широтѣ въ сѣверномъ полушаріи: допустимъ даже, что эти пункты расположены такъ, что болѣе холодный лежитъ западнѣе болѣе нагрѣтаго. Не трудно убѣдиться, что возникающая при этомъ услови пара силъ въ восходящихъ массахъ воздуха стремится привести эти массы по вращательное движение какъ разъ въ томъ же направленіи, въ которомъ дѣйствуетъ и отклоняющая сила вращенія земли и въ которомъ должны вращаться массы воздуха въ барометрическомъ минимумѣ. Очевидно, что если вызвавшая такое движение причины въ состояніи поддержать процессъ въ теченіи нѣкотораго времени, то закручиваемыя массы воздуха мало-по-малу могутъ и создадутъ барометрической минимумъ. При обратномъ расположеніи двухъ рассматриваемыхъ пунктовъ и закручивающія силы въ восходящемъ потокѣ направлены обратно отклоняющему дѣйствию земного вращенія: въ этомъ случаѣ, очевидно ожидать образованія минимума нельзя.

Можетъ казаться, что начальное пониженіе давленія, вызвавшее притокъ воздуха, должно быстро выравниваться и, слѣдовательно, не можетъ повести къ образованію минимума. Но даже въ слабомъ восходящемъ потокѣ притекающія массы воздуха подъ дѣйствіемъ отклоняющей силы земного вращенія не идутъ всѣмъ цѣликомъ на выполненіе пониженнаго давленія, двигаясь подъ нѣкоторымъ угломъ въ направленію градиента. Затѣмъ восходящее движеніе, заставляя расширяться поднимающіяся массы воздуха, быстро доводитъ ихъ до насыщенія содержащимися въ нихъ водяными парами и, замедляя этимъ пониженіе температуры съ высотой, уже тѣмъ самымъ создаетъ дальнѣйшія условія, благоприятствующія пониженію давленія. При дальнѣйшемъ пониженіи давленія притокъ воздуха усиливается, усиливается вибѣтъ съ тѣмъ и восходящій потокъ. Такимъ образомъ дѣло можетъ дойти до образованія минимума со всеми его типичными особенностями, а отсутствіе симметріи въ притокахъ и оттокахъ немедленно создастъ условія, вызывающія перемѣщеніе минимума.

Сказанное объясняетъ до известной степени, почему Атлантическіе минимумы сѣвернаго полушарія зарождаются по преимуществу въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ холодныя теченія граничатъ съ теплыми потоками Гольфштрема, — именно на западной границѣ послѣдняго. Область къ югу и особенно къ юго-западу отъ Исландіи — очагъ Атлантическихъ минимумовъ именно потому, что здѣсь наиболѣе тѣсно соприкасаются эти теченія и здѣсь рѣзче всего выражены условія, приводящія къ образованію минимумовъ. Тоже самое повторяется въ сѣверномъ Гихомъ океанѣ, гдѣ мѣстомъ возобновенія минимумовъ служатъ окраины теплаго японскаго теченія — здѣсь — именно въ притропической части его — область зарожденія тайфуновъ восточной Азии, а въ умеренныхъ широтахъ вблизи Американскаго материка — минимумовъ Сѣв. Америки. Потому же самому сегментация минимумовъ происходитъ обыкновенно на южной и на юго-восточной ихъ окраинѣ, гдѣ условія температуры и влажности наиболѣе соотвѣтствуютъ зарожденію и развитію дальнѣйшихъ минимумовъ. Въ сказанномъ находить себѣ объясненіе и тотъ подмѣченный фактъ, что зарожденіе минимумовъ идетъ легче всего, если первоначальное повышеніе температуры и влажности происходитъ въ области, составляющей промежутокъ между двумя областями высокаго давленія.

Къ этому остается добавить, что твердо установленные наблюдениями факты еще рѣзче отбѣняютъ все значение условий температуры и влажности для барометрическихъ минимумовъ. Такъ установлено и съ выясненной выше точки зрѣнія понятно, почему въ рядѣ слѣдующихъ другъ за другомъ по близко одинаковому пути минимумовъ каждый послѣдующій зарождается и движется, постепенно уклоняясь въ сѣверномъ полушарии къ югу отъ предшествующихъ. Думиель указалъ, что сѣверо-американскіе вихря, на передней сторонѣ которыхъ падаетъ дождь, въ среднемъ движутся туда, гдѣ вышло наибольшее количество дождя. Точно также и скорость поступательнаго движенія этихъ вихрей растетъ съ дѣлюю полосой, на которой вышалъ дождь: если эта дѣлюя полосы достигала напр., 700, 842 и 950 км., то средняя скорость перемѣщенія центра минимума наблюдалась въ 24, 40 и до 60 км. въ часъ. Главные пути минимумовъ также слѣдуютъ главнымъ вѣтвямъ Гольфштрема вслѣдствие высокой температуры Гольфштрема здѣсь влажность — наибольшая возможная. Путь чрезъ Францію на Средиземное и Черное море преобладаетъ зимою потому, очевидно, что въ средней Европѣ абсолютная влажность тогда слишкомъ мала. Въ мѣстностяхъ, гдѣ влажность быстро убываетъ къ востоку, напр. на NW—сторонѣ Норвегіи или на Нѣмецкомъ морѣ, минимумы остаются подолгу неподвижными, понемногу выполняются и исчезаютъ, давая въ то же время періодо первый импульсъ къ сегментации или зарожденію новыхъ вихрей.

Процессъ возникновенія тропическихъ урагановъ можно представить себѣ слѣдующимъ образомъ. Въ обычныхъ мѣстахъ ихъ возникновенія, — тамъ, гдѣ одно воздушное теченіе сталкивается съ другимъ, также много причинъ и помимо чисто конвекціонныхъ процессовъ для появленія вихревыхъ движеній, такъ какъ здѣсь постоянно бокъ о бокъ встрѣчаются течения съ самыми различными температурами, влажностями, направлениями и скоростями движенія. Появленіе при этихъ условіяхъ скручивающихся силъ въ нѣкоторыхъ точкахъ таковой области въ слое атмосферы около 1 км., — явленіе вполне естественное. Мѣтныя нагрѣванія при большой влажности еще болѣе могутъ содѣйствовать этому, созданная раздвиганіе поверхностей равныхъ давленій. Чтобы скручивающія силы развились въ вѣствующій вихрь, достаточно, если восходящій потокъ вторгнется въ тотъ слой, гдѣ всѣ условія уже готовы для образованія вихря. Скручивающія силы создадутъ тогда центробѣжное движеніе массъ воздуха съ центральнымъ разрѣженіемъ. Это образованіишееся разрѣженіе въ центрѣ въ свою очередь усилитъ восходящій потокъ и, если условія въ нижнемъ слое благоприятны для дальнѣйшаго развитія вихря, то они и доведутъ возникшее движеніе до появленія урагана. Адиабатическое охлажденіе и конденсація паровъ, съ выдѣленіемъ огромныхъ количествъ теплоты парообразованія, помогая дальнѣйшему уменьшенію давленія, должны въ свою очередь только усиливать въ этомъ случаѣ начавшееся движеніе, которое такимъ образомъ, постепенно усиливая само себя, достигаетъ поверхности земли, ибо въ эту сторону, гдѣ всѣ условія благоприятствуютъ дальнѣйшему паденію давленія и слѣдовательно разрѣженію, оно и можетъ по преимуществу развиваться. При постепенно ускоряющемся по мѣрѣ разростанія вихря центробѣжномъ движеніи массъ воздуха, эти послѣднія должны двигаться почти по изобарамъ, не выполняя центральнаго разрѣженія, а сюда сверху, медленно выполняя это разрѣженіе, опускаются массы воздуха изъ болѣе высокихъ слоевъ, адиабатически нагрѣвающимися отъ этого опусканія и потому уменьшающими свою влажность и создающими такимъ образомъ центральныи «глазъ бури». Массы же воздуха, движущагося въ ниж-

нихъ слояхъ атмосферы, при огромныхъ центробѣжныхъ силахъ, развивающихся какъ слѣдствіе первоначально созданнаго вращательнаго движенія, описываютъ около центра логарифмическія спирали подъ очень большимъ угломъ къ градиенту, совершенно не выполняя центральнаго развѣженія. Такъ дѣло идетъ, пока треніе мало т. е. на океанахъ, какъ только тропическій ураганъ попадетъ на сушу, гдѣ треніе сразу измѣнитъ уголъ отклоненія движущихся массъ отъ градиента, центральное развѣженіе заполняется и вихрь перестаетъ существовать. Такимъ только образомъ и можно себѣ представить возникновеніе той схемы, которая изображена для тропическаго урагана на черт. 147.

Сказанное объясняетъ въ извѣстной мѣрѣ какъ тотъ фактъ, что тропические ураганы появляются только въ опредѣленныхъ мѣстахъ, — именно тамъ, гдѣ бокъ о бокъ сопрягаются воздушныя течения съ различными направлениями, скоростями, температурами и влажностями. — такъ и то обстоятельство, что эти вихри приурочиваются только къ опредѣленному времени года, когда разность температуръ и влажностей между различными течениями наиболее рѣзко выражена.

Огромное центробѣжное движеніе въ тропическомъ ураганѣ должно, отгоняя массы воздуха отъ центра къ периферіи вихря, создавать на этой послѣдней условія, сдавливающія воздухъ окружающаго района и потому весьма благоприятныя для повышенія давленія. Такое кольцо вѣскозко повышеннаго давленія дѣйствительно часто наблюдается вокругъ тропическаго урагана; Феррель, впервые указавшій условія его возникновенія, назвалъ это кольцо *периферическимъ*.

Можетъ явиться еще сомнѣніе относительно того, возможно-ли допустить появленіе такихъ огромныхъ запасовъ энергии, какіе несутъ барометрическіе минимумы, за счетъ чисто механическихъ причинъ? Но это сомнѣніе отпадаетъ послѣ изслѣдованій Сандштрема въ этомъ направленіи. Сандштремъ задался именно такимъ вопросомъ, является ли энергія циклонической циркуляціи, возникшей вслѣдствіе пересѣченія изобарическихъ и изотерическихъ поверхностей, достаточной для того, чтобы развить тѣ силы вѣтра и механическіе эффекты, которые наблюдаются въ дѣйствительныхъ минимумахъ. Онъ примѣнилъ путь, указанный В. Томсономъ и Бьеркнесомъ, къ анализу чиселъ, найденныхъ непосредственнымъ наблюденіемъ для барометрическаго минимума 21—24 Сент. 1898 г. (черт. 139 и 140) при подъемѣ вѣтвѣ на Блю-Хилльской обсерваторіи. Минимумъ этотъ выбралъ былъ именно потому, что центръ его прошелъ чрезъ Блю-Хилльскую обсерваторію. Были по непосредственнымъ даннымъ наблюденій построены изобары и изотеры для всего сѣченія минимума. Точный подсчетъ тѣхъ силъ, которыя являются слѣдствіемъ возникновенія соленоидовъ, показало, что эти силы, вызванныя чисто динамическими причинами *неравномерностью распределенія изобаръ и изотеръ въ данномъ районѣ* съ избыткомъ *оцѣноточны для развитія механической энергіи, переносимой даннымъ минимумомъ*.

Относительно образованія барометрическихъ максимумовъ можно сказать немного. Въ главѣ о циркуляціи атмосферы было указано, что уже вслѣдствіе только тѣхъ силъ и тѣхъ условій, которыя опредѣляютъ движенія атмосферы, должны возникнуть области повышеннаго давленія, охватывающія въ широтахъ 30—35° въ обоихъ полушаріяхъ непрерывнымъ кольцомъ земную поверхность (стр. 278—279).

Отмѣченный въ своемъ мѣстѣ фактъ измѣненія кольца повышеннаго давленія подъ влияніемъ гермическихъ или явно связанныхъ съ измѣненіями тем-

пературы воздѣйствій наводитъ на мысль, что одновременно съ чисто-механическими причинами, могущими вызвать образование областей повышеннаго давления, и температурныя условия могутъ повести къ ихъ возникновенію. Кольцо повышеннаго давления въ широтахъ 30° — 35° относилъ до послѣдняго времени къ дѣйствию механическихъ факторовъ, а на временныя максимумы смотрѣли, — какъ на результатъ дѣйствія чисто термическихъ причинъ, — охлажденія массъ воздуха. Только недавно былъ выясненъ фактъ, что центръ наиболѣе типичной области высокаго давления, — сибирскаго или восточно-азиатскаго максимума, не совпадаетъ съ областью наиболѣе низкихъ температуръ, — точно также, какъ и въ Сѣверной Америкѣ такого совпаденія подобныхъ областей не существуетъ. Параллельно съ этимъ выяснилось за послѣднее время, что и временныя максимумы, по крайней мѣрѣ въ большинствѣ случаевъ, не результатъ охлажденія, а явление, вызванное механически процессомъ опусканія холодныхъ массъ воздуха сверху. Далѣе наблюдаются часто, — особенно въ теплое время года, — барометрическіе максимумы, совершенно не сопровождающіеся замѣтными пониженіями температуры. Наконецъ наблюдения на шарахъ-зондахъ и зѣвяхъ, какъ уже было указано, подтверждено, что температура въ воздухѣ, соответствующемъ барометрическому максимуму, — выше, чѣмъ въ окружающей атмосферѣ; ототъ послѣдній фактъ, подтверждая съ несомнѣнностью нисходящее движеніе въ максимумѣ, также говорить не въ пользу возникновенія этихъ вихрей путемъ значительнаго охлажденія воздушныхъ массъ. Вся совокупность этихъ фактовъ заставляетъ въ настоящее время считать термическое происхожденіе барометрическихъ максимумовъ сомнительнымъ и искать причины ихъ возникновенія исключительно въ механическихъ условияхъ, создаваемыхъ циркуляціею атмосферы.

Въ самомъ дѣлѣ идеи Ферреля показали теоретически необходимость возникновенія колецъ повышеннаго давления и даже численно опредѣляли положеніе того пояса, въ которомъ должно произойти образованіе этихъ колецъ. Такимъ образомъ возникновеніе областей повышенныхъ давленій, дѣйствительно по наблюдениямъ вполне совпадающихъ съ расчетами Ферреля, вследствие чисто динамическихъ условій должно считать не подлежащимъ сомнѣнію. Но совершенно подобно тому, какъ совокупность дальнѣйшихъ термическихъ условій на земной поверхности ведетъ динамически къ образованію областей пониженнаго давления, также точно динамически условія могутъ повести и ведутъ въ дѣйствительности и къ возникновенію областей высокаго давления. Анализъ измѣняющихся материаловъ показываетъ, что отиѣченное выше кольцо высокаго давления въ широтахъ 30° — 35° испытываетъ въ теченіе года правильныя измѣненія. Эти измѣненія сводятся къ тому, что возникающіе подъ влияніемъ нагреванія земной поверхности восходящіе потоки нарушаютъ непрерывность этихъ колецъ на материкахъ; кольца разрываются въ теплое время года на отдѣльныя области высокихъ давленій, раздѣленныя областями давленія болѣе низкаго, и стягиваются надъ сравнительно холодными океанами, гдѣ восходящіе потоки отсутствуютъ, а слѣдовательно и не могутъ мѣшать, и не задерживаютъ свойственнаго этимъ областямъ нисходящаго движенія воздушныхъ массъ. Наоборотъ въ зимнее время охлаждаемая излученіемъ гораздо болѣе, чѣмъ водная поверхность, суша является мѣстомъ интенсивнаго развитія нисходящаго движенія и на материкахъ давленіе въ области этихъ колецъ нѣсколько выше, чѣмъ на океанахъ. Мало того — какъ только обширныя материковыя пространства Азіи и Сѣв. Америки начинаютъ охлаждаться по мѣрѣ

усиления лучейспускавiя. такъ центръ повышеннаго давленiя, совершенно также, какъ и при движенiи обыкновеннаго максимума, начинаетъ смѣщаться туда, гдѣ оттокъ слабѣе, чѣмъ притокъ. Это должно непремѣнно произойти на указанныхъ материкахъ уже прямо въ силу уменьшенiя направленныхъ къ NE градиентовъ вслѣдствiе однаго только уменьшенiя температуры. Нисходящее движенiе, двигающееся уже только поэтому къ сѣверу, еще болѣе увеличиваетъ охлажденiе, способствуя излученiю, и помогаетъ этимъ дальнѣйшему развитiю восточно-азиатскаго и сѣверо-американскаго максимумовъ, развивающихся и смѣщающихся все болѣе и болѣе къ сѣверу совершенно правильно по мѣрѣ охлажденiя. Такимъ образомъ можно себѣ представить развитiе стационарныхъ зимнихъ областей высокаго давленiя.

При этомъ не слѣдуетъ, конечно, представлять ихъ себѣ совершенно неподвижными: какъ и въ обыкновенныхъ максимумахъ, — подъ влиянiемъ всей совокупности окружающихъ условiй центръ высокаго давленiя то усиливается, то ослабѣваетъ, и при этомъ непрерывно перемѣщается въ извѣстныхъ предѣлахъ, соответственно всѣмъ колебанiямъ въ притокъ и оттокъ воздушныхъ массъ къ центральнымъ частямъ вихря, гдѣ имѣетъ мѣсто наиболѣе интенсивное нисходящее движенiе. Интензивныя пониженiя температуры, наблюдаемыя въ зимнее время въ области восточно-азиатскаго барометрическаго максимума въ низкихъ слояхъ воздуха, не могутъ служить указанiемъ на охлажденiе всего столба воздуха въ области этого вихря. Не подлежитъ никакому сомнѣнiю, что эти аномально низкия температуры — результатъ интензивнаго излученiя земной поверхности въ указанной области. Если бы существовали здѣсь наблюденiя надъ температурою воздуха на различныхъ высотахъ, то получилось бы и здѣсь то же, что и для Европейскихъ максимумовъ, т. е. сравнительно высокия температуры во всей области этого вихря на высотѣ, и только въ нижнемъ слое — несличительныя по величинѣ условiя для инверсии температуръ: отъ поверхности почвы до нѣкоторой высоты температуры здѣсь должны расти, — вышето пониженiя, — на исключительно большiя величины. Въ *Восточной Сибири*, какъ это формулируетъ А. П. Воейковъ, *не потому господствуетъ максимумъ, что температура воздуха низка, а напротивъ воздухъ холоднѣе на равнинахъ и болѣе высокъ только потому, что господствуетъ максимумъ.*

Барометрическiе временныя максимумы, наблюдаемые въ среднихъ широтахъ, или возникаютъ сегментациею, отдѣляясь подъ влиянiемъ окружающихъ условiй отъ Сибирскаго или Атлантическаго (Азорскаго) максимума; въ такомъ случаѣ причина ихъ возникновенiя — тѣ же динамическiя условiя въ атмосферѣ, которыя приводятъ къ возникновенiю эти материнскiе максимумы. Или же возникновенiе здѣсь максимумовъ тѣсно связано съ прохожденiемъ минимумовъ и зарожденiемъ вновь холода.

Въ послѣднемъ случаѣ механизму возникновенiя максимума является сравнительно простымъ и чрезвычайно наглядно показывается, какъ чисто механическiя условiя могутъ создать подобные вихри. Появленiе такихъ максимумовъ связано съ возникновенiемъ неустойчиваго равновѣсiя въ нѣкоторой части атмосферы, когда надъ слоемъ теплаго и влажнаго оказываются массы холоднаго и сухого воздуха. Такое неустойчивое равновѣсiе можетъ существовать непродолжительное время; незначительнаго толчка достаточно, чтобы оно нарушилось, и тогда массы холоднаго воздуха опускаются внизъ, а теплый воздухъ поднимается вверхъ. Этотъ обвалъ обыкновенно происходитъ подъ влиянiемъ

мѣстныхъ условій на небольшомъ районѣ. Опускаясь внизъ, массы холоднаго воздуха, понижая температуру, уменьшая влажность и механически сдвливая и вытѣсняя нижніе слои, вызываютъ мѣстное повышеніе давленія; это въ свою очередь ведетъ къ возникновенію сначала слабо выраженной циркуляціи воздуха въ тѣсномъ ограниченномъ районѣ, вызывающей новый притокъ сверху холоднаго и сухаго воздуха; отсюда — новое приращеніе давленія и усиленіе циркуляціи и т. д. — вплоть до образования типичнаго и рѣзко выраженаго максимума. Такъ какъ условія неустойчиваго равновѣсія при этомъ наблюдаются на значительномъ разстояніи отъ центра вихря и здѣсь же имѣетъ мѣсто наибольшій обвалъ воздуха, то центръ вихря быстро перемѣщается въ эту сторону, вызывая передвиженіе сюда и всего вихря.

Когда прослѣжены основныя причины возникновенія, развитія и перемѣщенія вихрей съ вертикальной осью, становится ясно, что для нихъ первоисточникомъ является главнѣйшимъ образомъ общая циркуляція атмосферы, создающаяся подъ дѣйствіемъ лучистой энергии, приносимой на земную поверхность солнечными лучами. Неоднородность земной поверхности при періодическихъ измѣненіяхъ въ количествѣ энергии, притекающей на различныя точки этой поверхности, ведетъ къ появленію могущественныхъ факторовъ, совершенно измѣняющихъ ту картину атмосферной циркуляціи, которая появилась бы на однородной земной поверхности. Подъ дѣйствіемъ этихъ факторовъ тою же самою циркуляціею создаются атмосферные вихри съ совершенно особыми, типичными для нихъ условіями погоды. Какихъ либо новыхъ, не связанныхъ съ циркуляціею атмосферы, источниковъ возникновенія для этихъ вихрей изслѣдованіе не обнаруживаетъ. Слѣдовательно *въ этихъ вихряхъ должно видѣть не иное что-либо, какъ грандіозныя возмущенія въ общей циркуляціи атмосферы подъ вліяніемъ неоднородности земной поверхности, т. е. подъ вліяніемъ мѣстныхъ условій.*

ПОГОДА И КЛИМАТЪ.

ХІІ. Измѣненія погоды подѣ влияніемъ вихрей.

92. **Соотношеніе между погодою и климатомъ.** Во введеніи указано было, что погоду въ общепринятомъ принято называть круговоротъ энергій, происходящій въ каждый данный моментъ предъ нашими глазами въ атмосферѣ. Погода, если еще тѣше и точное опредѣлить это понятіе, — *это совокупность всѣхъ метеорологическихъ явленій въ опредѣленный моментъ въ избранномъ мѣстѣ или районѣ.* — не среднее состояніе атмосферы, а общій эффектъ или обликъ всѣхъ, одновременно въ данный моментъ, и только въ данный моментъ, — происходящихъ въ опредѣленномъ мѣстѣ атмосферныхъ явленій.

Изъ сказаннаго ясно, что можно, пожалуй, говорить о погодѣ опредѣленнаго дня, но не можетъ быть рѣчи о погодѣ мѣсяца, о погодѣ цѣлаго года. Для такого длиннаго промежутка времени можно говорить только объ его метеорологической характеристикѣ, и такая характеристика будетъ абстракціей, ничего реальною не имѣющей, тогда какъ погода — реальное состояніе, соответствующее вполне одной отдѣльной, обособленной фазѣ изъ всей сменяющейся непрерывно послѣдовательности атмосферныхъ явленій. Карта погоды для опредѣленнаго срока — это дѣйствительное изображеніе одновременнаго состоянія атмосферы за данный именно моментъ для известной части земной поверхности. Подобныя же карты, но за мѣсяць, за годъ, не даютъ уже, говоря строго, состоянія атмосферы ибо совокупность среднихъ значеній или суммъ метеорологическихъ элементовъ не составляетъ погоды.

Вычисляя, однако, среднія значенія различныхъ метеорологическихъ элементовъ за болѣе или менѣе продолжительные промежутки времени, можно придти къ некоторому среднему, нормальному для опредѣленной части года составу атмосферы въ данномъ пунктѣ или районѣ. Такому среднему, выведенному изъ много-

длительных наблюдений состоянію атмосферы дано название *климата*¹⁾ *Климатъ даннаго мѣста есть поштому понятіе, объемлющее все возможные фазы погоды для того пункта и дающее тѣ нормы, около которыхъ происходятъ колебанія отдельныхъ элементовъ, и тѣ предѣлы, въ которыхъ могутъ эти колебанія заключаться.*

Въ значительной части тропического пояса, какъ это слѣдуетъ изъ всего того, что ранее было сказано о періодическихъ и неперіодическихъ измѣненіяхъ здѣсь метеорологическихъ элементовъ, климатъ и погода для даннаго времени года совпадаютъ: при отсутствіи или рѣдкости здѣсь неперіодически возмущающихъ погоду вихрей въ определенное время года почти всегда фактически здѣсь наблюдаются среднія величины элементовъ; это особенно имѣетъ мѣсто во внутренней области пассатовъ, тамъ, гдѣ они дуютъ надъ моремъ. Возмущенія, неперіодическія колебанія средняго состоянія атмосферы здѣсь почти совершенно отсутствуютъ, и круговоротъ энергіи въ атмосферѣ обнаруживаетъ какъ бы нѣкоторое устойчивое, стационарное состояніе, какъ то сказывается въ этихъ широтахъ и на явленіяхъ циркуляціи атмосферы.

Если бы подобное стационарное состояніе въ атмосферномъ круговоротѣ энергіи преобладало по всей земной поверхности, то климатъ и погода и совпали бы повсюду, какъ и въ тропикахъ. Но въ среднихъ и особенно въ высокихъ широтахъ подобное среднее состояніе въ атмосферномъ круговоротѣ энергіи является только мимоходомъ. Неперіодическія измѣненія погоды, накладываясь на основной фонъ правильныхъ, періодическихъ ея измѣненій, заставляютъ этотъ круговоротъ энергіи идти здѣсь такъ, что въ действительности наблюдаются непрерывно одни только быстро сменяющіяся возмущенія этого средняго состоянія. Только путемъ вывода многолѣтнихъ среднихъ для отдельныхъ метеорологическихъ элементовъ можетъ быть полученъ общій обликъ климата для этихъ широтъ; только многолѣтніе средніе результаты наблюдений обнаруживаютъ здѣсь направление перемѣненія воздушныхъ массъ, соответствующее общей картинѣ циркуляціи атмосферы.

Мѣстами впрочемъ и внѣ тропиковъ,—въ болѣе высокихъ широтахъ,—именно тамъ, гдѣ встрѣчаются стационарныя области по-

¹⁾ Отъ греческаго термина обозначающаго склоненіе солнца, такъ какъ измѣненія погоды въ извѣстномъ греческомъ районѣ совершались параллельно съ измѣненіями склоновія солнца.

вышеннаго или пониженнаго давленія. — въ областяхъ постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ или долго держащихся на мѣстѣ минимумовъ, погода носить болѣе устойчивый характеръ, получая при этомъ типичную, характерную для данной вихревой системы окраску. Такова погода въ восточной части азиатскаго материка подъ вліяніемъ держащагося здѣсь большую часть года максимума: такова погода въ Туркестанѣ лѣтомъ, когда здѣсь держится устойчивая область низкаго давленія. Въ Индіи, типичной области муссоновъ, погода обладаетъ устойчивостью отъ наступленія одного муссона до наступленія противоположнаго, и смена ея опредѣляется только измѣненіемъ направленія дующаго вѣтра.

93. Смены погоды подъ вліяніемъ движенія вихрей съ вертикальной осью. Теперь, когда обрисовались въ общихъ чертахъ вихревыя движенія, вызывающія въ атмосферѣ главныя возмущенія ея стационарнаго состоянія, должно проанализировать тѣ измѣненія этого состоянія, которыя будутъ вызваны возникновеніемъ и перемѣщеніемъ разсмотрѣнныхъ вихревыхъ системъ.

О погодѣ, сопровождающей вихри съ горизонтальною осью, было уже вкратцѣ сказано въ главѣ объ этихъ вихряхъ. Въ дальнѣйшемъ разсматривается только вліяніе на погоду вихрей съ вертикальной осью.

Послѣ того, что сказано было на стр. 295—296 относительно облика погоды, характеризующаго различныя части вполне развитаго барометрическаго минимума, не трудно составить себѣ достаточно ясную картину тѣхъ измѣненій, какія должна испытать погода въ данномъ пунктѣ при перемѣщеніи названнаго вихря вблизи этого пункта.

Представимъ себѣ въ самомъ дѣлѣ, что къ данному пункту, въ которомъ находится наблюдатель, приближается барометрический минимумъ и что разсматриваемый пунктъ приходится какъ разъ на линіи АВ (черт. 138, стр. 295), представляющей путь центра минимума. Прежде всего съ приближеніемъ передней, восточной части вихря наблюдатель замѣчаетъ появленіе на небѣ перистыхъ облаковъ, далеко вытянутыхъ за предѣлы минимума верхними течениями атмосферы. Изъ отдѣльныхъ бѣлыхъ нитей, разбросанныхъ мѣстами по небу, начинаютъ образоваться характерныя длинныя полосы, въ которыхъ направленіе отдѣльныхъ нитей перпендикулярно къ направленію полосъ. Полосы эти располагаются параллельными рядами, пересекая небосклонъ подобно меридіанамъ, и представляются вслѣдствіе перспективы сходящимися въ двухъ діаметрально противоположныхъ точкахъ горизонта. — *точкаxъ ранаціи* перистыхъ обла-

ковъ¹⁾. Мало по малу эти полосы расширяются, контуры ихъ дѣлаются менѣе рѣзкими и небо затягивается сплошнымъ покровомъ перисто-слоистыхъ облаковъ. Вокругъ солнца и луны появляются характерные для этихъ облаковъ круги (малое или большое гало). Постепенно уплотняясь, облака переходятъ въ сплошную, бѣлесоватую пелену тучичныхъ высоко-слоистыхъ, сквозь которую слабо просвѣчиваютъ еще солнце и луна (*вожанистое солнце*). Въѣсть съ появленіемъ этихъ высоко-слоистыхъ облаковъ начинается паденіе барометра.

Съ началомъ паденія барометра совпадаетъ обыкновенно и усиленіе вѣтра, постепенно все болѣе и болѣе крѣпкающаго и иногда переходящаго въ настоящую бурю. Черезъ нѣкоторое время послѣ образованія сплошного покрова изъ перисто-слоистыхъ облаковъ на его фонѣ появляются хлопья грязновато-сѣрыхъ, разорванныхъ и быстро несомыхъ вѣтромъ дождевыхъ облаковъ (*Fracto-Nimbus*). Хлопья эти учащаются и увеличиваются, начинается дождь или ливневой дождь со снѣгомъ, сначала мелкій, морозящий словно сквозь сито, потомъ постепенно усиливающийся и переходящій въ проливной. Вѣтеръ, усиливаясь, приобретаетъ порывистый характеръ, палетаетъ шквалами, дождь обдаетъ цѣнами потоками воды, это — признакъ приближенія центральной части минимума. Затѣмъ наступаетъ моментъ, когда вѣтеръ значительно ослабеваетъ или совсемъ стихаетъ; дождь прекращается; небо свѣтлѣетъ, иногда даже совсемъ проясняется; барометръ достигаетъ своей наименьшей высоты, но это продолжается очень короткое время. Въѣдь за тѣмъ небо снова завлакивается сплошными дождевыми облаками, вѣтеръ крѣпчаетъ и дуетъ сильными порывами, начинается опять дождь вмѣстѣ съ повышеніемъ барометра. Однако и дождь, и облачность, и вѣтеръ не имѣютъ теперь уже такого постоянства, какъ при паденіи барометра; вѣтеръ сдѣлывается время отъ времени почти полнымъ затишьемъ, вмѣсто дождя проглядываютъ временами ясное небо; тяжелая дождевая облака смѣняются высокими кучевыми или разорванными-кучевыми. Промежутки затишья и яснаго неба постепенно увеличиваются, небо мало по малу совершенно проясняется; устанавливается ясная, тихая, солнечная погода, указывющая, что минимумъ прошелъ.

Вмѣстѣ съ падваніемъ и прохожденіемъ минимума мѣняется и температура въ разсматриваемомъ пунктѣ. Она падаетъ тѣмъ,

¹⁾ Эти облака настолько типичны для приближенія минимума, что для значительной части Европ. Россіи съ большою вѣроятностію можно предсказать время 18—36 часовъ послѣ паденія ихъ дождь.

повышается зимою при надвигании передней, восточной части минимума: наоборот она понижается лѣтомъ и падаетъ зимою въ задней, западной его части по мѣрѣ проясненія неба. Вѣтеръ, въ какомъ бы направленіи ни дулъ онъ до надвиганія минимума, неизмѣнно съ началомъ паденія барометра принимаетъ соответствующее передней части вихря SE—ESE направление, затѣмъ медленно переходитъ въ S и SW. После затишья, соответствующаго центру вихря, онъ сразу мѣняетъ направленіе на N, которое медленно по мѣрѣ движенія минимума измѣняется въ NW.

Описанныя смѣны погоды при движеніи минимума предполагаютъ, что мѣсто наблюденія лежитъ на линіи движенія центра минимума. Само собою разумѣется, что смѣны погоды пойдутъ нѣсколько иначе, если центр вихря останется сѣвернѣе или южнѣе мѣста наблюденія. Въ своемъ мѣстѣ (стр. 297) было указано, что сѣверная сторона минимума—холоднѣе его южной половины; соответственно этому и все измѣненія облачности, какъ это видно и на черт. 138, менѣе рѣзко выражены въ сѣверной половинѣ вихря, чѣмъ въ южной, куда притекають и болѣе теплые, и болѣе влажные вѣтры. Поэтому, если центр минимума проходитъ южнѣе мѣста наблюденія, то разница между температурами передней и задней стороны вихря меньше, облака далеко не такъ густы и плотны, осадки менѣе интенсивны, чѣмъ на линіи движенія центра вихря. Напротивъ на южной сторонѣ вихря, когда центр его движется сѣвернѣе наблюдателя, тѣ-же явленія, свойственныя области вихря, наблюдаются болѣе интенсивно выраженными, чѣмъ для центральной линіи ¹⁾.

Наиболѣе характерной въ зависимости отъ положенія наблюдателя относительно центра движущагося вихря оказывается послѣдовательная смѣна вѣтровъ. Когда центр минимума проходитъ сѣвернѣе мѣста наблюденія, соответственно той системѣ вѣтровъ, которая установилась въ области вихря, вѣтеръ въ данномъ пунктѣ послѣдовательно мѣняетъ свое направленіе изъ SE въ S, SW, W и NW, т. е. *вращается по часовой стрѣлкѣ*. Если центр вихря проходитъ южнѣе мѣста наблюденія, послѣдовательная смѣна вѣт-

¹⁾ Очень характернымъ признакомъ того, какъ движется минимумъ относительно мѣста наблюденія, является расположеніе перистыхъ облаковъ и точки ихъ радиационнаго рефлекса. Изъ схемы движенія облаковъ на высотѣ въ минимумѣ (черт. 137, стр. 291) не трудно видѣть и то въ действительности наблюдается, что при надвиганіи южной части вихря въ мѣстѣ наблюденія перистая облака появляются ранѣе всего на WNW—W, гдѣ лежитъ и ихъ точка радиационнаго рефлекса. При надвиганіи сѣверной части вихря перистая облака показывается на SW—S и здѣсь располагается ихъ точка радиационнаго рефлекса.

ровь совершается въ обратномъ направленіи изъ SE вѣтеръ переходитъ въ E. NE. N и NW, т. е. *вращается обратно часовой стрѣлкѣ*.

Указанныя смѣны погоды пойдутъ въ описанномъ порядкѣ и будутъ наблюдаемы въ чистомъ видѣ только въ томъ случаѣ, если приходится имѣть дѣло съ вполне развитымъ, типичнымъ барометрическимъ минимумомъ, несложненнымъ никакими другими явленіями и движущимся въ направленіи отъ WSW на ENE, соответствующемъ среднему направленію вихрь вихрей въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія. Какъ долженъ измѣниться весь ходъ погоды при измѣненіи направленія движенія минимума, опредѣлить трудно, если вспомнить, что минимумъ всегда и неизменно движется впередъ той стороною, въ которой температуры, влажности и облачность повышены, тогда какъ температуры понижены, уменьшенная облачность и малая влажность — всегда принадлежность задней части движущагося вихря. Направленіемъ движенія и такъ называемымъ *желобомъ* т. е. линіею, къ этому направленію перпендикулярною, проведенными чрезъ центръ минимума, вихрь всегда раздѣлится на части: переднюю и заднюю, характерныя особенности которыхъ уже указаны, и лѣвую и правую относительно направленія движенія, изъ которыхъ первая всегда будетъ болѣе холодна, болѣе осадками, съ менѣе тяжелыми формами облаковъ, чѣмъ правая, неизменно болѣе теплая, съ болѣе обильными, обложными осадками и съ тяжелыми, плотными формами облаковъ¹⁾. Если за однимъ минимумомъ очень близко отъ него слѣдуетъ другой, измѣненія погоды въ задней части перваго и передней — втораго сливаются; рѣзкаго измѣненія погоды послѣ прохожденія центра перваго минимума не наблюдается.

О смѣнахъ погоды въ томъ случаѣ, когда въ минимумѣ являються осложненія подъ влияніемъ окружающихъ его областей придется сказать нѣсколько далѣе.

Типичныя для барометрическаго максимума смѣны погоды при его движеніи опредѣляются вполне, какъ и для минимума, тѣми условіями, которыя имѣются на лицѣ въ районѣ этого вихря (стр. 308, черт. 150). Вѣтры во всей области слабы; въ центральной ея части — полное затишье. Погода для лѣтнихъ и зимнихъ максимумовъ — по преимуществу ясная; только на окраинахъ, тѣ

¹⁾ На черт. 149, 142 и 151 на действительныхъ наблюденіяхъ можно прослѣдить весь ходъ измѣненій въ нѣкоторыхъ по крайневъ мѣрѣ, элементахъ при движеніи разсматриваемыхъ вихрей.

область максимума прѣходить въ сопрѣкословеніе съ другими, со-
сѣдными областями, наблюдается значительное образование облаковъ;
въ центральной же части вихря только наблюдаются отдѣльная
нитя перистыхъ или типичныя кучевыя облака. Ясное небо при
большой прозрачности воздуха влечетъ жаркую погоду съ силь-
ными суточными колебаніями температуры лѣтомъ, морозы— зимою.
По ночамъ, вѣдствие охлажденія излученіемъ поверхности почвы
и прилегающаго къ ней нижняго слоя воздуха, по всей области —
земные туманы и обильныя росы лѣтомъ, земные туманы и
иней зимою, особенно интенсивныя въ центральной части, гдѣ
господствуетъ затишье. Зимою, вѣдствие огромной потери тепла
излученіемъ съ поверхности снѣга, эта послѣдняя, сильно охлаж-
даясь при ясной погодѣ, способствуетъ усиленію мороза, охлаж-
дая и прилегающе слою воздуха. Охлажденіе снѣговой поверхности
особенно сильно тамъ, гдѣ мѣстность закрыта и устраненъ обмѣнъ
воздуха съ сосѣдными пунктами. Къ сѣверной окраинѣ вихря
облачность увеличивается, здѣсь появляются тяжелыя формы сло-
истыхъ облаковъ, рѣже наблюдаются слабыя осадки.

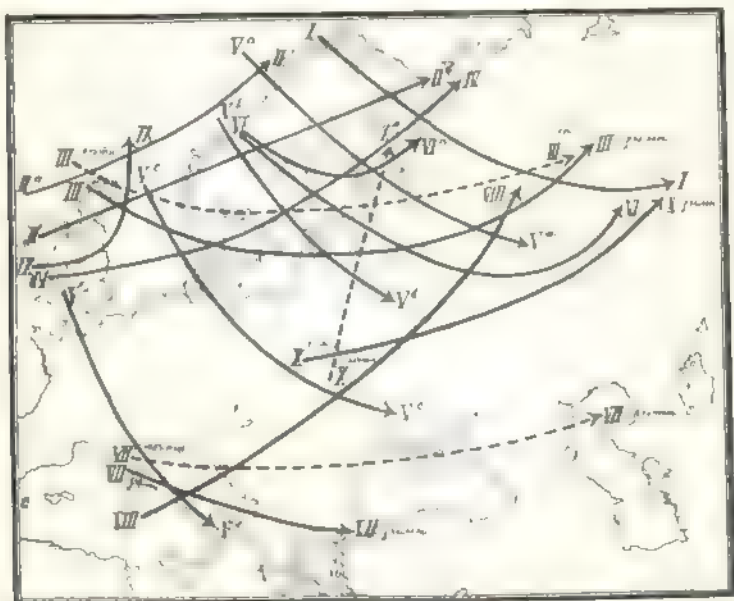
Если максимумъ надвигается на мѣстность съ большою влаж-
ностью или съ поверхностью почвы, обильно смоченною осадками,
что довольно обыкновенно имѣетъ мѣсто осенью, когда барометри-
ческий максимумъ навигается вѣдъ за прохожденіемъ ряда ми-
нимумовъ, сопровождавшихся осадками, то небо покрыто, какъ это
уже указывалось ранѣе, тяжелыми слоистыми облаками, мощныя
слои тумана одѣваютъ земную поверхность при очень слабыхъ вѣт-
рахъ или при полномъ затишьи въ этомъ случаѣ, изъ тумана мо-
росятъ мелкій дождь цѣлыми днями, иногда недѣлями, почти безъ
всякихъ перерывовъ. Рѣже тоже самое въ центральной Россіи
иногда наблюдается и лѣтомъ.

Рѣзко можетъ измѣниться погода барометрическаго максимума,
когда на него надвигается быстро перемѣщающийся барометрический
минимумъ. Изобары на обращенной къ приближающемуся вихрю
окраинѣ максимума тогда сильно сближаются, градиентъ, обыкновенно
въ области максимума весьма небольшой, быстро достигаетъ
значительной величины, слабыя вѣтры при этомъ переходятъ въ
бури, въ зимнее время нерѣдко сопровождаемая сильными мете-
лами, снѣжными заносами и буранами.

Относительно правильной сѣмны вѣтровъ при движеніи баро-
метрическаго максимума не можетъ быть рѣчи. Вѣтры, наблюдае-
мые въ максимумѣ, вообще настолько слабы и зависятъ отъ мѣст-
ныхъ вліяній, что далеко не всегда выражена достаточно характерно

и ясно вокруг максимума даже свойственная этому вихрю циркуляция воздушных массъ.

Чтобы определить въ барометрическомъ минимумѣ или максимумѣ положеніе центра вихря, вызвавшаго вѣтеръ, можно всегда пользоваться известнымъ уже правиломъ Бюйсь-Балло: *вставь по направленію вѣтра лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ, въ сѣверномъ полушаріи центръ минимума будешь имѣть впереди впереди себя альяво, центръ максимума позади вправо.*



Черт. 171. Типичные пути барометрическихъ европейскихъ минимумовъ.

94. Пути минимумовъ и максимумовъ сѣвернаго полушарія. Исследования обнаруживаютъ такую взаимчивость и прихотливость въ движеніи барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ, такую запутанность ихъ путей, что отыскать среди нихъ нѣкоторые нормальные, общіе по крайней мѣрѣ большинству этихъ вихрей пути оказывается крайне затруднительнымъ. Если вообще исследователями указываются какіе-либо пути, которымъ слѣдуютъ эти вихри, то подъ такимъ путемъ нужно разумѣть не болѣе, какъ нѣкоторое фиктивное направленіе, около котораго съ весьма большими для каждаго отдельнаго случая отклоненіями располагаются тѣ траекторіи, по которымъ въ действительности перемѣщался центръ вихря.

Исследованиями для барометрическихъ минимумовъ, движущихся по территории Европы (Рыкачевъ), установлено 12 типовъ путей. Здѣсь они перечислены кратко; черт. 171 даетъ схематическое представленіе объ этихъ путяхъ.

I типъ—минимумы, приходящіе на материкъ Европы съ сѣвернаго Полярнаго моря или съ сѣверной части Атлантическаго океана; минимумъ появляется на сѣверѣ Норвегіи или Евр. Россіи и движется съ NW, W или N.

II типъ—минимумъ движется съ Атлантическаго океана вдоль береговъ Великобританіи и Норвегіи, или же пересѣкаетъ Скандинавію въ направленіи отъ SW—WSW.

III типъ — минимумы, появляющіеся въ Атлантическомъ океанѣ, въ Нѣмецкомъ морѣ или Бискайскомъ заливѣ, движутся съ W или WSW.

IV типъ—минимумъ обнаруживается въ проливахъ между Нѣмецкимъ и Балтійскимъ морями или на югѣ Балтійскаго и движется по Балтійскому морю съ SW.

V типъ — минимумы движутся съ NW на SE изъ Нѣмецкаго моря, Ламанша, Бискайскаго залива или Норвежскаго моря.

VI типъ—минимумъ описываетъ параболическую траекторію съ вершиною на югѣ, двигаясь отъ W къ E.

VII типъ—зарождается на Средиземномъ морѣ, соединенныхъ съ нимъ моряхъ или въ смежной части Атлантическаго океана и движется по южному берегу Европы отъ W къ E.

VIII типъ, обнаруживающійся на Средиземномъ морѣ или югѣ Европы, движется къ N—NE.

IX типъ — минимумъ, движущійся въ Нѣмецкомъ морѣ или у береговъ Великобританіи, описывая параболу съ вершиною къ SE или E.

X типъ -происхожденія континентальнаго, минимумъ движется къ N—NE.

XI типъ—происхожденія континентальнаго, при движеніи описываетъ разнообразныя траекторіи.

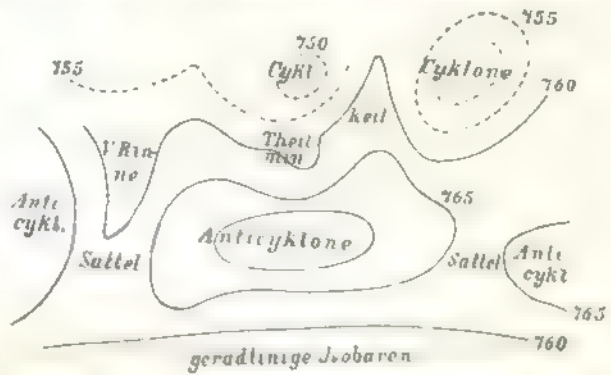
Къ XII типу относятся все минимумы, не вошедшіе въ предшествующіе типы.

Изъ цифръ, представляющихъ число относящихся къ данному типу минимумовъ за годъ, оказывается, что наиболѣе часто Европейскіе минимумы принадлежать типамъ: къ II — 16%, всего числа наблюдаемыхъ за годъ, къ III—15%, къ VIII—11%, и I—10%, всего рѣже минимумы типовъ IX—2%, и VII—1%. До 1% минимумовъ относятся къ типамъ XI и XII, для которыхъ совсѣмъ нельзя указать опредѣленныхъ траекторій. Типы I и V принадлежать по преимуществу зимнему времени; типы IV, VIII и X—относятся преимущественно къ лѣту; остальные типы чаще встрѣчаются зимою, чѣмъ лѣтомъ. Преобладаніе того или иного пути для барометрическихъ минимумовъ за извѣстный промежутокъ времени немедленно, конечно, владеть свой отпечатокъ на всю погоду Европы и Европ. Россіи въ частности.

Въ сѣверной Америкѣ по изслѣдованіямъ пути минимумовъ—проше, чѣмъ въ Европѣ. Главный путь направляется отъ сѣвернаго Великаго океана на материкъ, чрезъ великія сѣверо-американскія озера идетъ на Нью Фаундлендъ и затѣмъ поворачиваетъ на NW въ Атлантическомъ океанѣ. Съ юго-запада, изъ Техаса направляется другой путь, сливающійся съ первымъ около вслѣднихъ озеръ Сверхъ того вдоль береговъ Атлантическаго океана лежить путь восточно-индскихъ урагановъ, у Нью Фаундленда также сливающійся съ первымъ.

Движеніе барометрическихъ максимумовъ еще менѣе можетъ быть охарактеризовано какими либо опредѣленными траекторіями. Исслѣдователи даже и не пытались изобразить такіа типичныя траекторіи. центръ максимума опредѣляется несравненно труднѣе, чѣмъ для минимума, движеніе вихря крайне медленное и неопредѣленное. Для Европ. Россіи какъ преобладающій путь указывается (Броуновъ) траекторія отъ Финскаго залива къ среднему теченію Волги.

95. **Второстепенные формы распределения давления.** Возникая при известных условиях в атмосфере, вихри с вертикальной осью не только прямым, непосредственным образом определяют погоду тех областей, где они находятся. В действительности давление в некоторой части атмосферы такими вихрями нарушает равномерное распределение давления не только в районе, занятом вихрем, но и в соседстве с ним: а несколько минимумов и максимумов, располагаясь вблизи один около другого, создают ряд изменений в распределении давления, выходящих за собою типичныя изменения в погоду окружающих районов. Теперь придется рассмотреть главнейшия второстепенныя формы распределения давления, возникающія под влиянием соседних минимумов и максимумов, в ту погоду, которая является для них характеристичною.

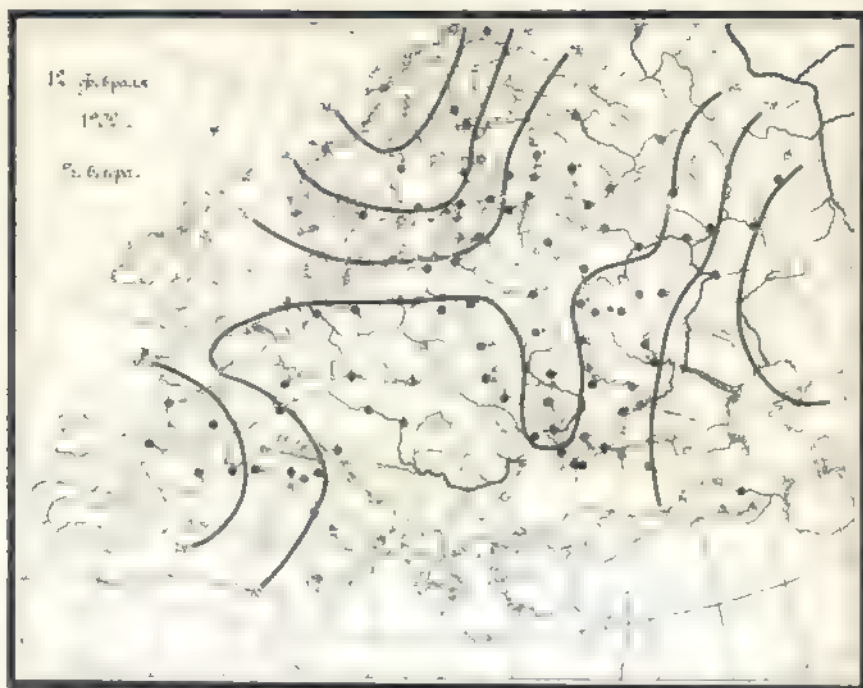


Черт. 172. Схема второстепенных форм давления.

Черт. 172 даст схематическое

представление о том, как именно возникают под действием соседних максимумов и минимумов второстепенныя формы давления. Таких форм различают (Эберкромби) пять.

1. *Частный минимум* представляет собою новообразование под влиянием местных условий на периферии главного, основного минимума. На черт. 173 представлена синоптическая карта с таким частным минимумом. Он возникает обыкновенно на южной—юго-восточной окраине минимума, держащаяся на северо-северо-запад материка. При появлении частного минимума изобары на окраине главного изгибаются характерным образом: получается как-бы разбухание или петля, внутри которой замечается чрез некоторое время возникновение своего, особого центра слабого давления и появление самостоятельного вихревого движения, как и в настоящем минимуме. Если условия температуры и влажности не благоприятствуют дальнейшему развитию частного минимума, остановившись на этой стадии, остается некоторое время спутником главного, двигаясь на его окраину общим с ним



Черт. 173. Карта погоды 12 февр. 1902 г.: образование частного минимума

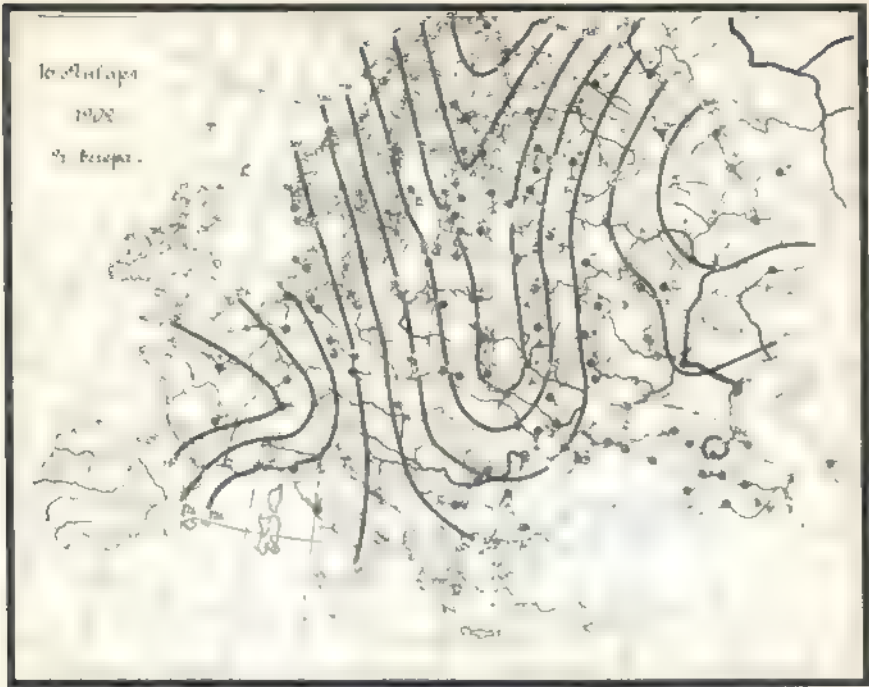
поступательнымъ движениемъ. Иногда же этотъ вновь образовавшійся вихрь постепенно увеличивается, давленіе въ центрѣ его уменьшается, размеры вихря растутъ и наконецъ онъ отдѣляется отъ главнаго минимума и получаетъ собственное поступательное движеніе, являясь тогда уже самостоятельнымъ, независимымъ отъ материнскаго, барометрическимъ минимумомъ. Какъ общій характеръ погоды въ области частнаго минимума, такъ и порядокъ ея измѣненій при прохожденіи такового чрезъ мѣсто наблюденія сходны въ главныхъ чертахъ съ погодою обыкновеннаго барометрическаго минимума. Въ теплое время года частные минимумы сопровождаются *грозами*¹⁾; въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки они являются причиною страшныхъ *торнадо*. Имъ сопутствуютъ обыкновенно *бури*, *ливни*, *сильнопады* при сравнительно незначительныхъ пониженіяхъ барометра.

¹⁾ По А. В. Кюссовскому грозы среднихъ широтъ въ значительной своей части (связаны съоцмъ происхожденіемъ мениа) такимъ частнымъ минимумамъ.

Процессъ возникновенія частнаго минимума можно представлять себѣ слѣдующимъ образомъ. Совершенно такъ же, какъ на окраинѣ большого водоворота появляются небольшіе вихреобразные водовороты вълѣдствіе тренія движущихся поступательно вмѣстѣ съ главнымъ водоворотомъ водныхъ массъ о сосѣдніе, болѣе спокойные слои жидкостей, — и на окраинѣ большого вихреворота, каковымъ въ сущности и является главный минимумъ, должны, особенно, если условия температуры и влажности этому благоприятствовать, — возникать болѣе мелкіе вихревороты. Смерчи, грозы, представляющіе собою такіе вихревороты небольшихъ горизонтальныхъ размѣровъ, появляющіеся на окраинахъ минимумовъ, являются доказательствомъ того, что подобныя вихри дѣйствительно существуютъ на периферіи большого минимума. Но смерчи и грозы — вихри малой продолжительности, что указываетъ на кратковременное существованіе силъ, ихъ вызвавшихъ. Если же условия температуры и влажности благоприятны для поддержанія возникшаго вихревого движенія, оно можетъ развиться и результатомъ его будетъ въ такомъ случаѣ частный минимумъ.

2. *Клинь или V-образная депрессія* появляется, когда между двумя барометрическими максимумами вдается клинь или языкъ пониженнаго давленія. Синоптическая карта такого клина дана на черт. 174. Въ этомъ случаѣ на картахъ получается барометрический минимумъ, образованный изобарами не овальной формы, а незамкнутыми (въ нашихъ широтахъ къ сѣверу), имѣющими форму буквы V (откуда — и названіе депрессіи). Давленіе въ такой депрессіи повышается въ обѣ стороны отъ некоторой линіи, проходящей чрезъ точки наибольшей кривизны изобаръ вдоль области и называемой *дномъ депрессіи*. Эта линія дѣлитъ область на двѣ, рѣзко противоположныя по погодѣ половины, соответствующія передней и задней сторонамъ обыкновеннаго минимума. Если стать лицомъ по направленію къ болѣе низкому давленію, лежащему для подобныхъ депрессій въ Европѣ на сѣверной окраинѣ области, то въ правой, восточной ея части дуютъ южные и юго-восточные вѣтры при покрытомъ тяжелыми слоистыми и дождевыми облаками небѣ, сопровождаемые обильнымъ дождемъ. Въ лѣвой сторонѣ, при сѣверныхъ и сѣверо-западныхъ вѣтрахъ, небо ясное съ отдѣльными, разрозненными кучевыми облаками. По линіи дна вѣтеръ дуетъ въ формѣ порывистыхъ шваловъ и даже бурь: здѣсь при прохожденіи депрессіи происходитъ рѣзкій, быстрый скачекъ вѣтра изъ SW направленія на прямо противоположное. При быстромъ движеніи, свойственномъ такимъ депрессіямъ, и незначительной сравнительно

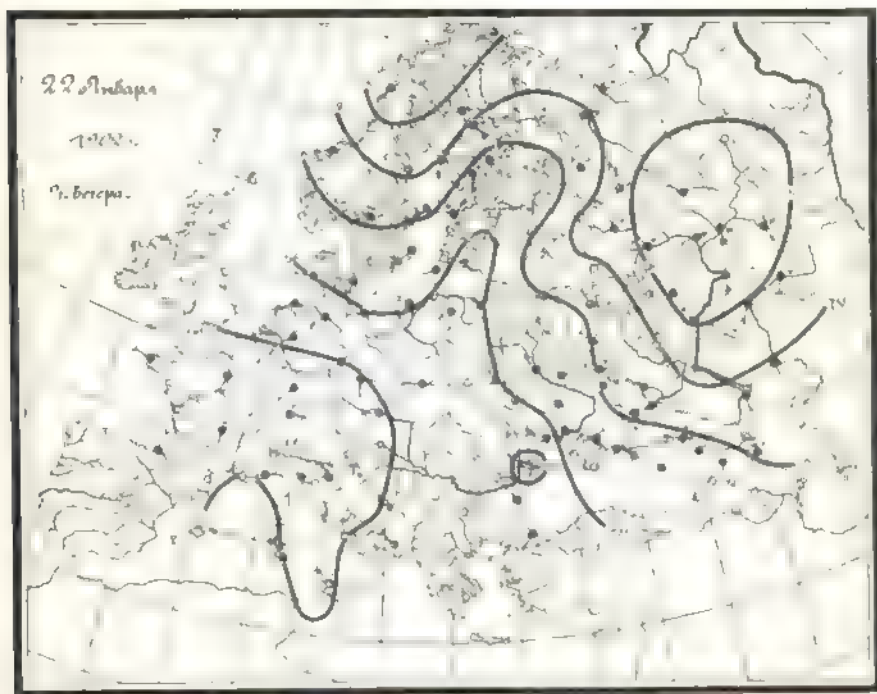
съ длиною клипа ширинѣ его всѣ измѣненія погоды совершаются быстро, параллельно съ рѣзкими и сильными колебаніями давленія.



Черт. 174. Карта погоды 16 мая 1902 г.: образование клипа.

3. *Гребень* образуется въ томъ случаѣ, когда между двумя барометрическими минимумами вдвигается, раздѣляя ихъ, область высокаго давленія. На черт. 175 представлена синоптическая карта съ такимъ гребнемъ. Давленіе убываетъ здѣсь въ обѣ стороны отъ линіи, проходящей чрезъ точки наибольшей кривизны изобаръ вдоль гребня. Такъ какъ область эта располагается между двумя барометрическими минимумами, изъ которыхъ одинъ обыкновенно удаляется, другой надвигается, то и погода въ области гребня определяется стіемъ соседними минимумами. Въ среднихъ широтахъ Европы гребень направленъ обыкновенно отъ юга, куда давленіе повышается, къ северу. Если поэтому стать лицомъ къ концу гребня, то въ правой его сторонѣ погода будетъ соответствовать удаляющемуся, въ лѣвой приближающемуся минимуму. Въ правой части гребня при быстро повышающемся барометрѣ и слабыхъ сѣверо-западныхъ вѣтрахъ погода ясная, съ очень прозрачною

атмосферою; иногда наблюдаются перистые и перисто-слоистые облака съ кругами около солнца и луны, что указывает на приближение новаго минимума: температуры понижены зимою, повышены лѣтомъ. Съ приближеніемъ къ вершинѣ гребня вѣтеръ стихаетъ и послѣ перехода барометра чрезъ наибольшую высоту пе-



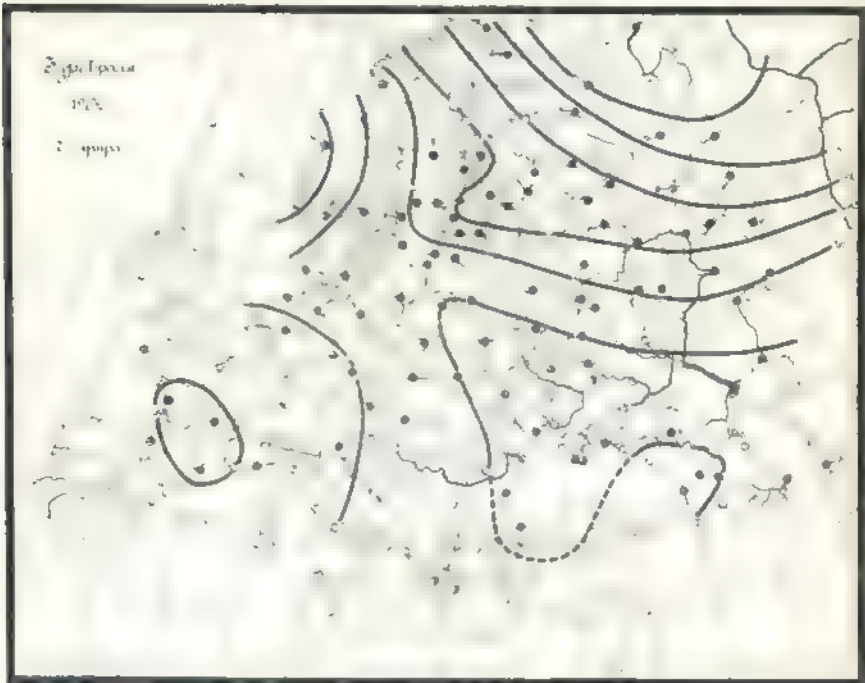
Черт. 175 Карта погоды 22 янв 1902 г.; образование гребня

реходить въ юго-западный; небо постепенно заволакивается и погода принимаетъ характеръ, соответствующій приближающемуся минимуму. Всѣ измѣненія погоды, также какъ и въ клинѣ, совершаются быстро, параллельно съ значительными и быстрыми колебаніями давленія ¹⁾).

4. *Барометрическое седло* (карта на черт. 176) образуется обыкновенно въ промежуткѣ между двумя сближенными областями высокаго давленія; еще рѣзче оно выражено, когда расположены между двумя областями высокаго давленія двѣ области понижен-

¹⁾ Поэтому именно въ практикѣ предсказанія погоды сельдь за *быстрые* измѣненіемъ давленія *никогда* не слѣзи ожидать *устойчивой* погоды

наго давленія. Въ такой области вѣтры всегда слабы, мѣстами даже сдвѣются полнымъ затшьемъ, отъ направленія градиента уклоняются мало. Располагаясь между барометрическими максимумами, область сѣдла оказывается обыкновенно наиболее податли-

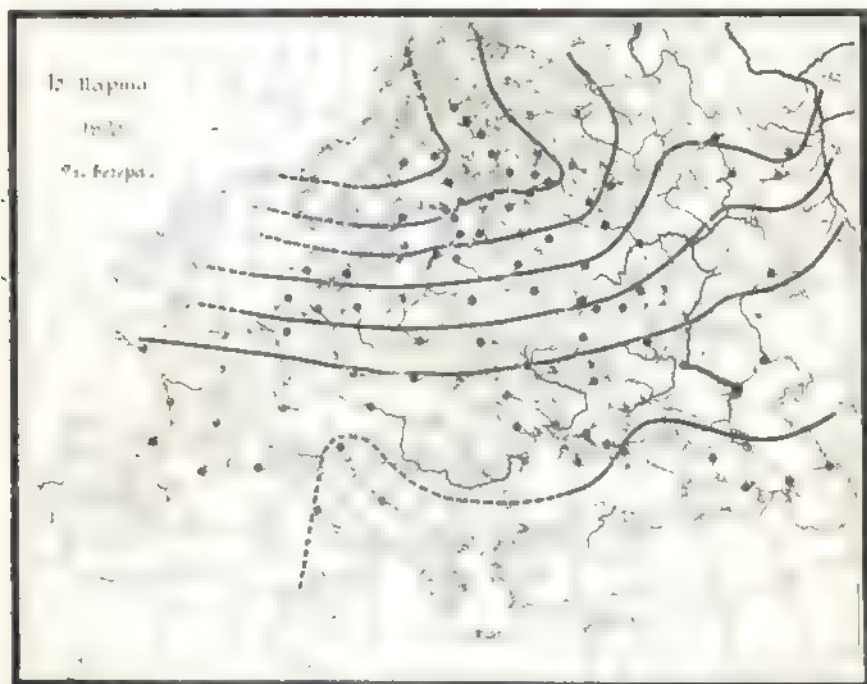


Черт. 176 Карта погоды 3 февр. 1902 г. образование сѣдла

вою и доступною всякимъ переменамъ погоды, она является поэтому обычнымъ путемъ, по которому въ различныхъ направлѣнїяхъ проходятъ грозовые вихри и частные минимумы послѣ отдѣленія отъ главнаго. Погода здѣсь вообще тихая, болѣе или менѣе пасмурная, измѣнчивая.

5. Ничто подобное наблюдается и въ области *прямолинейныхъ изобаръ*, отличающейся отсутствіемъ въ этихъ послѣднихъ значительныхъ изгибовъ и искривленій (карта на черт. 177). Давленіе здѣсь обыкновенно очень постепенно повышается или понижается въ опредѣленномъ направленіи. Въ наиболее частыхъ для нашихъ среднихъ широтъ случаяхъ пониженіе идетъ къ сѣверу или сѣверо-западу тогда въ области этой преобладаютъ SW—W вѣтры, налетающие порывами и поднимающие обыкновенно цѣлыя облака пыли и даже небольшіе пыльные смерчи. Въ сторону вы-

сокаго давленія небо ясно. перистыя облака начинаютъ появляться въ сторонѣ болѣе слабаго давленія, постепенно сгущаются и переходятъ въ тяжелыя, обложныя, слоисто-кучевыя формы. Поздней осенью и зимою здѣсь наблюдаются типичныя валобразныя слоисто-кучевыя облака въ видѣ тяжелыхъ, сѣрыхъ облачныхъ валовъ, между которыми проглядываютъ въ промежуткахъ маленькіе клочки голубого неба; изъ облаковъ идетъ тогда нѣрѣдко мелкій, рѣдкій снѣжокъ. Дожди въ такой области вообще отсутствуютъ. Какъ и предшествующая форма давленія, прямолинейныя изобары, не обладая достаточно устойчивою, типичною погодою, служатъ обычною



Черт. 177 Карта погоды 15 марта 1893 г.; прямолинейныя изобары.

арею для движенія минимумовъ. Отличительною чертою средней части подобныхъ областей служить прозрачность воздуха вмѣстѣ съ особою способностью проводить звуки.—по преимуществу съ дождливой стороны и поперекъ изобарь.

Для средней Европы и Европ. Россіи область прямолинейныхъ изобарь имѣетъ особенно большое значеніе, когда изобары идутъ, — что вообще наблюдается рѣже, чѣмъ предшествующій случай, съ N на S или отъ NW къ SE. Если высокое давленіе лежитъ на

востокъ, тогда дуютъ S и SE вѣтры въ зимнее время при высокой температурѣ на западѣ; на востокѣ температура низкая. Лѣтомъ, наоборотъ, восточная сторона теплѣе западной. Но еще важнѣе область прямолинейныхъ изобаръ въ томъ случаѣ, когда слабое давленіе расположено на востокѣ или сѣверо-востокѣ Европ. материка, область же высокаго давленія лежитъ на юго западѣ или западѣ Европы. Вдоль изобаръ, вытянувшихся почти правильными прямыми линиями съ N—NW на S—SE, при сухихъ, холодныхъ N—NW вѣтрахъ распространяются тогда необычайно легко и быстро *волны холода*; небо проясняется, температура понижается параллельно съ сильнымъ уменьшеніемъ влажности; лѣтомъ устанавливается ясная, прохладная, зимою — морозная, холодная погода.

96. **Волны холода и тепла.** Въ связи съ движеніемъ барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ стоитъ появленіе волнъ холода, наблюдаемыхъ на обширныхъ равнинныхъ территоріяхъ Европ. Россіи и Соединенныхъ Штатовъ Сѣв. Америки; въ гористыхъ или пересѣченныхъ мѣстностяхъ явленіе это отсутствуетъ. Вслѣдъ за прохожденіемъ минимума по крайнему сѣверу или сѣверозападу Европы или Сѣв. Америки иногда наблюдается зарожденіе здѣсь ограниченной области значительно пониженныхъ температуръ при малой влажности. Область эта обнаруживаетъ болѣе или менѣе быстрое поступательное движеніе совершенно независимо отъ послужившаго ей образованию минимума и перемѣщается обыкновенно на Ю. или ЮВ. При прохожденіи ея температура и влажность воздуха быстро уменьшаются, затѣмъ небо проясняется и устанавливается ясная погода съ низкой температурою. Такой ходъ явленія наблюдается, начиная съ мѣста зарожденія области, въ постепенно расширяющемся районѣ, послѣдовательно перемѣщаясь въ указанномъ направленіи со средней скоростью 670 км. въ сутки. Появленіе волнъ холода — принадлежность холоднаго времени года. За мѣсяцы Октябрь—Мартъ въ среднемъ по изслѣдованіямъ Срезневскаго наблюдается 3—4 волны холода ежемѣсячно въ Европ. Россіи, въ Июль—1 (и то далеко не всегда). Территорію Европ. Россіи такая волна пересѣкаетъ въ 2—3 сутки, отъ Копенгагена иногда докатываясь до Персін съ одной, до Омска съ другой стороны.

Относительно механизма явленія и основныхъ причинъ его возникновенія вопросъ и по настоящее время еще не достаточно выясненъ. Но ходъ метеорологическихъ элементовъ при прохожденіи волны холода позволяетъ думать, что первичная причина волнъ холода лежитъ въ послѣдовательномъ обвалѣ холодныхъ массъ воздуха съ нѣкоторой высоты на земную поверхность. А затѣмъ къ продол-

жающемуся и продвигающемуся далѣе обвалу холодныхъ массъ внизъ присоединяется еще и постепенное растеканіе холоднаго воздуха по равнинѣ. Съ этой точки зрѣнія механизмъ явленія рисуется слѣдующимъ образомъ.

Барометрической минимумъ на крайнемъ сѣверѣ или сѣверовостокѣ материка вызываетъ на южной своей сторонѣ южныя и юго-западныя теченія въ нижнемъ слое атмосферы. Подъ вліяніемъ теплыхъ и влажныхъ массъ воздуха, приносимыхъ этими теченіями, температура нижняго слоя атмосферы аномально повышается на большомъ пространствѣ. Въ тоже время по мѣрѣ движения минимума на сѣверовостокъ материка въ тыльной его части возникаетъ нисходящее движеніе воздуха сначала на нѣкоторой высотѣ. Но при большихъ скоростяхъ вѣтра на высотѣ сравнительно съ нижними слоями холодный воздухъ продвигается на S—SE наверху дальше, чѣмъ внизу. Надъ слоями аномально теплаго воздуха долженъ такимъ образомъ оказаться далеко въ направленіи къ S—SE вытянувшийся языкъ аномально холоднаго; равновѣсіе массъ воздуха—явно неустойчивое и малѣйшихъ причинъ достаточно для его нарушенія. Результатомъ такого нарушенія долженъ быть обвалъ холоднаго воздуха внизъ и поднятіе теплаго вверхъ. Такъ какъ ранѣе всего такое неустойчивое равновѣсіе должно обнаружиться на сѣверозападѣ (въ тыльной части минимума), гдѣ въ тоже время существуетъ въ видѣ восходящихъ потоковъ отъ теплыхъ теченій много и поводовъ для его нарушенія, то здѣсь прежде всего и происходитъ такой обвалъ холоднаго воздуха, ведущій къ зарожденію волны. Растеканіе холоднаго воздуха по земной поверхности на равнинахъ еще болѣе облегчаетъ распространене и ходъ явленія. Такъ какъ рѣзкое уменьшеніе влажности обыкновенно значительно предшествуетъ паденію температуры, то по этому признаку наступленіе волны холода можетъ быть даже предсказано напередъ.

Интензивное опусканіе холодныхъ воздушныхъ массъ въ волнѣ холода наблюдается часто въ видѣ рѣзко очерченныхъ, определенныхъ центровъ. Въ этомъ случаѣ замѣчается весьма часто постепенное усиленіе такого центра холода, сопровождающееся, какъ уже было отмѣчено ранѣе, образованіемъ барометрическаго максимума, обыкновенно обнаруживающаго въ такомъ случаѣ склонность къ быстрому перемѣщенію.

Волны холода болѣе рѣзко и типично выражены на равнинныхъ мѣстностяхъ: особенной силы и рѣзкости паденіе температуры и влажности при прохожденіи волны холода достигаетъ въ Соеди-

ненных Штатах сѣв. Америки. Зарождаясь на крайнемъ сѣверо-западѣ материка, волны холода докатываются здѣсь до побережья Мексиканскаго залива (*Нордэры*—сѣверяки Техаса).

Какъ видоизмѣненіе волнъ холода, сопровождаемое сплывымъ NW вѣтромъ, поднимающимъ въ зимнее время массу сухою сѣла и переходящимъ, одновременно съ рѣзкимъ паденіемъ температуры, въ настоящую снѣжную бурю, слѣдуетъ разсматривать наши *бураны* или *пурги* и *блицары* сѣв. Америки. Эти снѣжныя бури имѣютъ мѣсто обыкновенно въ томъ случаѣ, когда предшествуемый волною холода барометрическій максимумъ съ сѣверо-запада быстро надвигается на отступающій передъ нимъ или приближающійся къ нему съ юга барометрическій минимумъ. Сходны съ волнами холода и *палтеро*, наблюдаемые въ Южной Америкѣ (Аргентина, Уругвай): послѣ прохождения минимума здѣсь югозападный вѣтеръ, сопровождаемый нерѣдко дождемъ и грозами, предшествуемый своеобразными типичными облаками, также влечетъ за собою рѣзкое паденіе температуры.

Впереди волны холода, и также послѣ ея прохожденія наблюдается нерѣдко подобное ей по характеру, хотя обыкновенно менѣе рѣзко выраженное повышение температуры, также обнаруживающее поступательное движеніе: явленіе носитъ названіе *волнъ тепла*. Явленіе — мало изслѣдовано: оно понятно до извѣстной степени въ тылу волны холода, какъ быстрый возвратъ къ нормальному температурному режиму послѣ минованія обвала холоднаго воздуха. Впереди же волны холода оно, вѣроятно, — результатъ отступанія прегъ натискомъ холоднаго воздуха, низвергающагося сверху, аномально теплыхъ и влажныхъ нижнихъ слоевъ атмосферы. Въ дополненіе къ этому и первыя порціи опускающагося воздуха могутъ дать повышеніе температуры, являющееся результатомъ адиабатическаго нагрѣванія при нисходящемъ движеніи.

97. **Фѣвъ, бора, суховѣи и другіе мѣстные вѣтры.** Когда центръ барометрическаго минимума располагается на западѣ Европейскаго материка (Франція), а высокое давленіе на крайнемъ югѣ Европы (Средиземное море), въ южной половинѣ зап. Европы возникаютъ S, SW или SE вѣтры, встрѣчающіе на своемъ пути альпійскія горныя цѣпи. Поднимаясь по горнымъ склонамъ, влажный воздухъ медленно адиабатически охлаждается и выдѣляетъ водяные пары. Когда онъ перевалитъ чрезъ вершины хребта, лишенный уже большей части своихъ водяныхъ паровъ, воздухъ начинаетъ опускаться по склонамъ килзу въ горныя долины и даетъ начало сильному *сухому теплотѣ вѣтру*, дующему съ горъ и извѣстному подъ именемъ *фена*

Фень дуетъ въ долинахъ Швейцаріи чаще всего весною, затѣмъ осенью и зимой; продолжительность его достигаетъ нѣсколькихъ дней. Подъ его влияніемъ температура быстро повышается въ долинахъ, влажность рѣзко уменьшается, нередко настолько, что растительность сохнетъ или вянетъ. При расположении минимума въ восточной части Средиземнаго моря тоже явленіе наблюдается на южныхъ склонахъ Альпъ. Подобное же явленіе встрѣчается на южныхъ склонахъ Кавказа и въ Гренландіи.

Механизмъ фена разъясненъ работами Ханна. Сухой воздухъ опускается вдоль горныхъ склоновъ, адиабатически нагревается. Опускаясь въ долинахъ на земную поверхность, такой воздухъ долженъ оказаться значительно теплѣе и суше вытѣсняемыхъ имъ воздушныхъ массъ. Такъ какъ горныя цѣпи существенно задерживаютъ движеніе воздуха влѣдствіе тренія поднимающихся по склонамъ воздушныхъ массъ о земную поверхность, то на подвѣтренной сторонѣ горной цѣпи должны существовать условія, содѣйствующія здѣсь разрѣженію воздуха. Въ силу этого градиенты на подвѣтренной сторонѣ горной цѣпи увеличиваются; опускающаяся масса воздуха, стремясь заполнить разрѣженіе, приобретаетъ, соответственно увеличенію градиента, значительныя скорости. Такимъ образомъ именно и возникаетъ фень. Повышеніе температуры подъ влияніемъ этого вѣтра доходитъ до 10° и болѣе, относительная влажность въ нѣкоторыхъ случаяхъ падаетъ до 10% .

Близка къ фену по своему механизму *бора*, наблюдаемая на сѣверовосточномъ побережьи Чернаго моря (въ Новороссійскѣ), а также на берегахъ Адриатическаго моря (около Триеста). Это — сильный N—NE вѣтеръ, направленный съ берега на море и обязанный своимъ происхожденіемъ обвалу вдоль по склонамъ гористаго берега лежащихъ на наторы холодныхъ массъ воздуха. Условія, въ которыхъ наблюдается бора, — теплое море при расположенныхъ къ С.-В. отъ него холодныхъ долинахъ и нагорьяхъ; здѣ горные хребты высоки (болѣе южныя окраины восточнаго побережья Чернаго и Адриатическаго морей), бора ослабѣваетъ и совершенно исчезаетъ. Эти условія на лицо, когда на материкѣ къ сѣверу отъ побережья — сильный и устойчивый барометрическій максимумъ, движущійся къ возу, на морѣ — барометрическій минимумъ. Значительный при такихъ условіяхъ, барометрическій градиентъ, направленный съ суши на море, увеличивается еще влѣдствіе огромнаго термическаго градиента между холоднымъ нагорьемъ и теплымъ восходящимъ потокомъ надъ моремъ. Массы воздуха стремительно скатываются внизъ по склонамъ, вѣтеръ приобретаетъ

характеръ жестокаго шторма (скорость свыше 40 м. въ секунду при этомъ для отдѣльныхъ порывовъ вѣтра не рѣдкость). Приходя въ прикосновение съ влажнымъ морскимъ воздухомъ въ холодное время года, охлажденный воздухъ нагорья доводитъ первый до снѣговой стадіи: иглы отъ замерзшихъ конденсировавшейся воды и водяныхъ брызгъ посягаютъ въ воздухъ. Ледяной вѣтеръ срываетъ верхушки волнъ и бросаетъ ихъ на берегъ. Кора льда быстро покрывается всѣми преградами, которыя встрѣчаетъ вѣтеръ: деревья ломаются подъ тяжестью наросшаго на нихъ льда; обмерзшія суда не могутъ выдержать волненія и бури.

Въ теплое время года бора бора очень напоминаетъ по своимъ свойствамъ фѣвь.

Такой же характеръ, какъ бора, имѣетъ *мистраль*. — холодный NW вѣтеръ южной Франціи. Вообще на берегахъ теплыхъ морей, соприкасающихся съ болѣе холодными нагорьями, при аналогичномъ распредѣленіи давления, вѣтры должны носить характеръ боры.

Вѣтры, дующіе изъ пустынь или сухихъ степей, подобно фену могутъ быть теплыми и сухими: но высокая ихъ температура и малая влажность — не динамическаго происхожденія, а — результаты мѣстныхъ условий. Такие вѣтры сухи и теплы не только потому, что они дуютъ изъ теплыхъ и сухихъ странъ; массы воздуха, ими приносимыя, могутъ быть нагрѣты отъ частицъ пыли, переносимыхъ вѣтромъ и нагрѣваемыхъ освѣщающими ихъ солнечными лучами. Если вѣтры эти достаточно сильны, они поднимаютъ и несутъ съ собою даже крупный песокъ; болѣе слабыя вѣтры несутъ пыль, дымъ, различныя твердыя частицы органическаго происхожденія. Эти примѣси уменьшаютъ прозрачность воздуха и служатъ причиною появленія *суггъ пыльныхъ тумановъ*. Таковы типичныя *суггъ* юга и востока Россіи, таковы же *самумы* Аравіи, *ламсинъ* Египта, *сирокко* на сѣверномъ побережьи Африки и на югѣ Европы. Въ пустыняхъ твердыхъ частицъ переносится вѣтромъ такъ много, что пыль затемняетъ солнце, дороги засыпаются пескомъ и т. д.; цѣлые караваны иногда гибнутъ, застигнутые самумомъ или ламсиномъ.

98. **Смерчи и торнадо.** Вихри, извѣстные подъ названіемъ этимъ, отличаются особыми разрушительными дѣйствіями и образуются обыкновенно въ нижнемъ слое атмосферы въ присутствіи особыхъ темныхъ и низкихъ облаковъ, сходныхъ съ грозовыми. На нижнемъ краѣ такого облака наблюдаются опускающіеся внизъ лоботообразныя выступы, кратимые сильнымъ вѣтромъ. Предъ возникновеніемъ вихря одинъ изъ такихъ хоботовъ вытягивается внизъ. Иногда туча кажется вся быстро вращающеюся. Если такое облако проносится

над моремъ, поверхность воды при этомъ приходитъ въ сильное волненіе, изъ воды поднимается крутящійся столбъ водной пыли и брызгъ; столбъ этотъ быстро растетъ вверхъ и соединяется съ опускающимся лоботомъ. Образовавшійся такимъ образомъ смерчъ (или тромбъ) имѣетъ видъ туманнаго водяного столба: черт. 178 представляетъ вѣрный видъ такого смерча. *Торнадо*. — такой же вихрь, образовавшійся на сушѣ. — не отличается существенно отъ смерча; только нижняя его часть состоитъ изъ поднятыхъ вихремъ на большую высоту почвы, пыли и разныхъ предметовъ, встрѣченыхъ на пути вихремъ. Поступательное движеніе такого вихря сравнительно медленно и совпадаетъ съ движеніемъ облака, изъ котораго онъ образовался. Горизонтальные размѣры вихря вообще невелики; на сушѣ они достигаютъ 100—150 метровъ, на морѣ значительно меньше. Кромѣ медленнаго поступательнаго движенія вихрь обнаруживаетъ несравненно болѣе сильное вращательное вокругъ вертикальной оси движеніе массъ воздуха. Движеніе это, — также какъ и въ барометрическихъ минимумахъ, — совершается въ сѣверномъ полушаріи обратномъ часовой стрѣлкѣ, хотя иногда наблюдаются и исключенія изъ этого правила. Скорость вращательнаго движенія вблизи центра вихря достигаетъ 40—50 м., — въ исключительныхъ случаяхъ до 100 м. въ секунду; съ удаленіемъ отъ центра вихря скорости эти быстро уменьшаются. При такихъ скоростяхъ вѣтра разрушительныя дѣйствія вихря громадны: вырванные съ корнемъ деревья, сорванные крыши, разрушенныя строения — постоянныя слѣдствія вихря¹⁾.



Черт. 178. Вѣрный видъ смерча; спиралеобразныя линіи — путь воздушныхъ массъ въ вихрь.

1) Рѣже набиваются въ некоторые факты, труднѣе поддающіеся объясненію. Такъ, однимъ смерчемъ въ Соед. Штатахъ оказался сорваннымъ и *перенесеннымъ на разстояніи 100 м.* жилъ томъ Смерчемъ въ Анверѣ (близь Парижа) труба одной изъ фабрикъ *протягивалась вертикально на воздухъ и сбрасывала на землю, обломки верхней ея части оказались при этомъ лежащими тамъ же, гдѣ и обломки нижней части трубы.* Извѣстны также случаи *переноса* людей.

Столбъ вихря рѣдко вертикаленъ на сушѣ; по большей части онъ наклоненъ впередъ по направлению движенія. Черезъ нѣкоторое время послѣ своего возникновенія вихри эти ослабѣваютъ и распадаются.

Движеніе смерча или торнадо всегда сопровождается рѣзкимъ измѣненіемъ направленія вѣтра въ моментъ прохожденія центральной части вихря. Точно также мѣняется рѣзкимъ скачкомъ и температура.—по крайней мѣрѣ при прохожденіи торнадо, сильно понижаясь вмѣстѣ съ поворотомъ вѣтра.

Записи самопишущихъ приборовъ показываютъ что смерчи и торнадо сопровождаются чрезвычайно быстрыми и рѣзкими колебаніями барометра, длящимися обыкновенно нѣсколько секундъ: такъ въ Анверѣ (около Парижа) 18 Іюня 1897 г. при прохожденіи смерча барометръ въ нѣсколько секундъ упалъ на 9,5 мм. и также быстро затѣмъ поднялся до прежней величины.

Вся совокупность извѣстныхъ относительно смерчей и торнадо фактовъ не оставляетъ сомнѣнія, что это — настоящіе вихри весьма малыхъ горизонтальныхъ размѣровъ. Вихри эти по большей части наблюдаются на окраинахъ большихъ лѣтнихъ минимумовъ, какъ и частные минимумы и грозы; а слѣдовательно и прохожденіе ихъ не отличается отъ упомянутыхъ частныхъ минимумовъ. Зарождаясь на нѣкоторой высотѣ, вихрь легко при подходящихъ условіяхъ разростается, вихревое движеніе достигаетъ земли; при огромныхъ центробѣжныхъ силахъ вертикальная силающія становится на столько велики, что въ состояніи поднять воду, пыль, песокъ, а въ исключительныхъ случаяхъ и болѣе тяжелые предметы. Огромныя вертикальныя силающія, заставляя влажный воздухъ быстро охлаждаться, способствуютъ конденсаціи паровъ, придающихъ смерчу надъ моремъ туманный видъ. Такимъ образомъ смерчи—тропическій ураганъ въ миниатюрѣ¹⁾.

99. Гроза: явленія сопровождающія ее. При наблюденіяхъ надъ электрическимъ полемъ атмосферы обнаружилось, что кромѣ периодическихъ измѣненій напряженности этого поля испытываетъ и непериодическая. Главнѣйшее, наиболѣе крупное по масштабу изъ

¹⁾ Отъ описанныхъ выше смерчей нѣтъ отличать *земные смерчи* или *земные смерчи*, наблюдаемые въ пустыняхъ. Сходные по внешнему виду съ предыдущими, неславные смерчи пустынь, ни по прохожденію, ни въ размѣрѣхъ и дѣйствіяхъ совершенно на нихъ не похожи. Возникшая надъ песчанымъ участкомъ вліяемъ накаленной и прека солнечными лучами, печальная смерчи представляютъ собою настояще барометрическіе минимумы въ земной атмосферѣ. Въ Европѣ наблюдались такіе смерчи до 500 и даже 1000 м. выотою при температурѣ до 2—3 м. При вѣтрѣ такіе смерчи перемѣщаются, увлекаемые обліямъ движеніемъ воздуха.

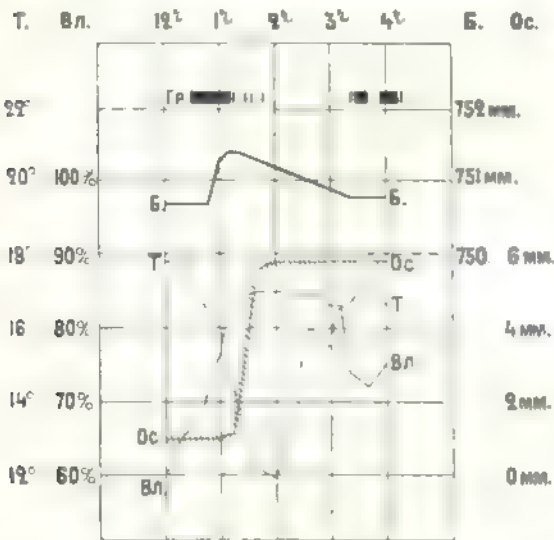
этих непериодических возмущений поля представляет собою явление грозы. Грозы — это вихри, сопровождаемые, помимо процессов конденсации паров, содержащихся в воздухе, еще видимыми и слышимыми на большем или меньшем расстоянии электрическими разрядами. Обыкновенно при грозе осадки, выпадающие из особых, типичных облаков грозовых, *Cumulo-Nimbus*, сопровождаются непременно *молнией* и *громом* или молнией без грома (*зарница* — при большой отдаленности грозы от наблюдателя). Молнии и гром считаются таким образом характернейшим признаком грозы хотя правильнее было бы считать грозою всякий ливень, выпадающий из грозового облака, — даже в том случае, если этот ливень и не сопровождается слышимыми электрическими явлениями: электризация облаков и осадков и невидимая, но воспринимаемая электрометрами возмущения электрического поля атмосферными осадками с несомненностью говорить о наличии при этом значительных электрических сил¹⁾.

Молния представляет собою грандиозный по своим размерам электрический разряд. Многочисленные фотографии молнии обнаруживают пошнейшее ее сходство с теми колебательными разрядами, которые искусственно воспроизводятся при помощи мощных генераторов электричества. В зависимости от условий, при которых происходит в атмосфере электрический разряд в виде молнии, эта последняя принимает одну из трех характернейших ее форм: *линейную* (искровая, плоская и четочная), когда разряд происходит в более плотных слоях воздуха между облаком и землею или между двумя облаками; *радиальную*, когда разряд происходит в более высоких слоях атмосферы; наконец *шаровая молния*, условия образования которой выяснены еще мало, является, по видимому, при наличии очень высоких потенциалов, когда колебательный разряд происходит вблизи водной или очень влажной поверхности. Спектр молнии совпадает с спектром воздуха, свѣтящегося в трубках под действием электрического разряда. Длина молнии, судя по непосредственным наблюдениям, может достигать иногда колоссальных размеров: Франку удалось наблюдать молнию длиною около 49 килом. При таких длинах разность потенциалов, нужная для появления

1) Помимо этих устройств типичных систем, регистрирующее значительные колебательные разряды дает в настоящее время возможность непосредственно, без посредства наблюдателя, автоматически отмечать грозы. Занесен этих приборов с несомненностью говорить о существовании электрических колебательных разрядов без молнии и грома.

разряда, должна достигать также огромныхъ величинъ; а при большихъ разностяхъ потенциаловъ нѣтъ ничего невѣроятнаго въ томъ, что явленіе обычнаго электрическаго разряда въ молніи еще осложнено горѣніемъ атмосфернаго азота; отсюда — тѣ детали (ореолы), которыя иногда являются трудно объяснимыми въ снимкахъ молніи.

Громъ, какъ и трескъ при обыкновенныхъ электрическихъ разрядахъ, является результатомъ звуковыхъ колебаній, возникающихъ при этомъ въ воздухѣ отчасти вслѣдствіе тепловаго эффекта разряда, отчасти вслѣдствіе механическихъ причинъ. Эхо вслѣдствіе



Черт. 179. Ходъ метеорологическихъ элементовъ во время грозы 15 июля 1897 г. въ Лысномъ; т — температура, вл — относит. влажность, абс. — абсолютн., б — барометр., гр — запись грозоотмѣтчика.

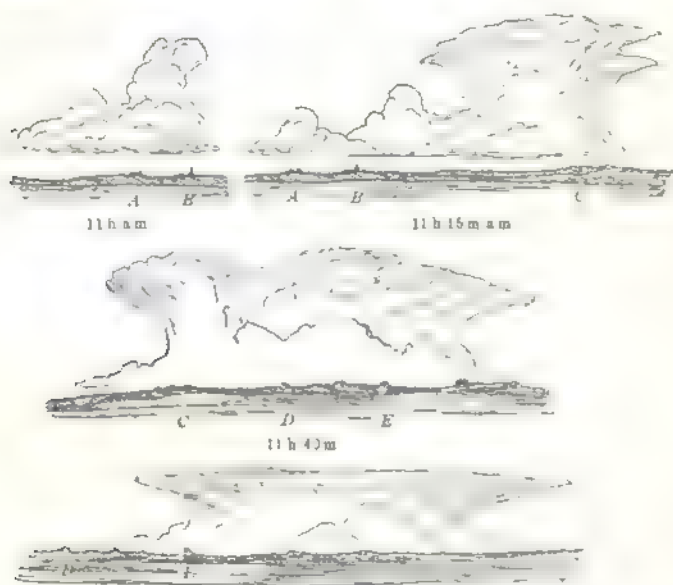
относительная влажность при этомъ уменьшается, но не настолько резко и характерно, какъ возрастаютъ абсолютная и температура. Давленіе обыкновенно медленно падаетъ. Съ началомъ грозы всѣ эти элементы дѣлаютъ рѣзкій скачекъ: температура и абсолютная влажность быстро и рѣзко падаютъ, относительная влажность увеличивается; барометръ рѣзко и быстро повышается на 1—3 мм. и затѣмъ снова начинаетъ падать; получается весьма характерная и типичная для грозы кривая барометрическаго давленія (такъ пазываемый *грозовой носъ*). Черт. 179 представляетъ ходъ этихъ элементовъ во время грозы 15 июля 1897 года въ Лысномъ. Вѣтеръ, предъ грозой обыкновенно совершенно стихающій перѣдко до полнаго штиля, съ на-

отраженій звука отъ земли, облаковъ и т. п., осложняя первоначальный звукъ при разрядѣ, придаетъ характерную форму (раскаты) грому.

Не менѣе характерными, чѣмъ эти внѣшніе признаки грозы, являются измѣненія, обнаруживаемыя въ метеорологическихъ элементахъ при прохожденіи грозъ.

Грозъ предшествуетъ на сушѣ всегда болѣе или менѣе быстрое и значительное повышение температуры и абсолютной влажности (*наритъ передъ грозой*);

ступеніемъ грозы начинаетъ дуть шквалами съ большою силою и отличается непостоянствомъ предъ дневными лѣтними грозами. при прохожденіи такихъ грозъ онъ рѣзко мѣняетъ направленіе (нерѣдко на прямо противоположное). Менѣ замѣтны и опредѣленны измѣненія вѣтра при ночныхъ и зимнихъ грозахъ. Дождь въ видѣ ливней—также постоянный спутникъ грозы; но онъ наблюдается съ одинаковою интенсивностью далеко не на всемъ районѣ, охваченномъ грозою.



Черт. 180. Последовательныя измѣненія грозового облака по Дэвису.

Всѣ эти измѣненія элементовъ, свойственныя грозѣ, связаны съ образованіемъ и появленіемъ типичнѣйшихъ облаковъ, *грозовыхъ тучъ* (Cumulo-Nimbus). Не всегда и не вездѣ прохожденіе этихъ тучъ сопровождается грозовыми явленіями; но, обратно, до свѣтъ поръ не удалось наблюдать грозы безъ образования тучъ. Наблюдатель видитъ обыкновенно при приближеніи такого облака затягивающій небо покровъ ложныхъ перистыхъ или перисто-слоистыхъ облаковъ, постепенно ступающихся; на ихъ фонѣ появляются хлопья дождевые, а затѣмъ надвигается и темная масса самой грозовой тучи. Иногда образование такой тучи идетъ чрезвычайно быстро. Черт. 180 даетъ три последовательныя фазы развитія такого облака по Дэвису: между фазою а и фазою с—промежутокъ времени—40 мин. Высота грозовыхъ облаковъ можетъ быть очень велика:

по электрическіе разряды на высотахъ болѣе 3000 м. наблюдаются рѣдко.

Повторяемость грозъ т. е. число ихъ за данный періодъ времени обнаруживаетъ ясно выраженный годовой періодъ: максимумъ числа наблюдаемыхъ за мѣсяць грозъ падаетъ на материкахъ на наиболѣе теплые лѣтніе мѣсяцы (Іюнь и Іюль); зимою—грозы рѣдки или отсутствуютъ. На островахъ надъ теплымъ Гольфштремомъ и на побережьяхъ сѣвернаго Атлантическаго океана обратно максимумъ числа грозъ наблюдается зимою: для странъ, гдѣ лѣтомъ осадки скудны, наибольшее число грозъ приходится на весну и осень.

Ничто подобное имѣеть мѣсто и въ суточномъ періодъ: наибольшее число грозъ въ лѣтніе мѣсяцы наблюдается въ самые теплые часы сутокъ, между 3—4 час. дня на континентальныхъ станціяхъ; минимумъ падаетъ на утренние часы (6 ч. у.). Болѣе равномерно въ теченіе сутокъ распределены грозы надъ сѣвернымъ Атлантическимъ океаномъ. Зимнія грозы наоборотъ принадлежатъ ночнымъ часамъ сутокъ.

Грозы наблюдаются на всемъ пространствѣ земного шара, отъ экватора до наиболѣе высокихъ широтъ (78° с. ш. на Шницбергенѣ). Хотя географическое распределеніе грозъ по земной поверхности можно изобразить картою (дана проф. Кюссовскимъ), но карты такого рода по существу дѣла будутъ мало точными, явленіе грозъ имѣеть перѣдко мѣстный характеръ, и близко отъ мѣстъ, гдѣ онѣ часты, лежать такіе пункты, гдѣ грозы рѣдки. Вообще можно считать вполне установленнымъ, что грозы болѣе часты въ тропикахъ, чѣмъ въ среднихъ и высокихъ широтахъ, въ теплыхъ и влажныхъ странахъ чаще, чѣмъ въ холодныхъ и сухихъ, на материкахъ чаще, чѣмъ надъ морями, въ горахъ болѣе часты, чѣмъ на равнинахъ. Продолжительность грозъ вообще не велика: для Россіи (по Кюссовскому) 56% всѣхъ грозъ продолжается не болѣе 1 часа, 24% не болѣе 2 час. и только 7% свыше 1 час. Ночныя грозы вообще продолжительнѣе и сильнѣе, чѣмъ дневныя.

Только немногія грозы, именно наблюдаемая въ гористыхъ мѣстностяхъ, остаются неподвижными на томъ же мѣстѣ, гдѣ онѣ и образовались. Обыкновенно же грозы перемѣщаются, слѣдуя движенію болѣе высокихъ слоевъ воздуха, большинство грозъ (51%) представляются наблюдателю въ Европѣ движущимися съ S—SW. На картахъ отмѣчаютъ обыкновенно моменты перваго, услышаннаго наблюдателемъ грома: соединяя затѣмъ пункты съ одновременно наблюдаемымъ ударами грома, получаютъ линіи (*изобронты*), по

которымъ можно прослѣдить путь грозы. Подобныя карты показываютъ, что скорость движенія грозъ колеблется въ среднемъ около 30—40 км. въ часъ, значительно отстывая отъ этихъ цифръ въ различныхъ пунктахъ въ отдѣльные моменты. Эта скорость зимою вообще больше, чѣмъ лѣтомъ, ночью больше, чѣмъ днемъ.

Обыкновенно различаютъ, по предложенію Мона, два рода грозъ: грозы *термическія* — болѣе мѣстные явленія, вызываемыя сильнымъ нагрѣваніемъ нижнихъ слоевъ воздуха, и *циклоническія*, находящіяся въ связи съ возникновеніемъ большихъ барометрическихъ минимумовъ, не носяща такого мѣстнаго характера, какъ первыя, и не ограниченныя только наиболѣе теплымъ временемъ сутокъ и года. Эта вторая категория грозъ представляетъ собою одинъ изъ видовъ тѣхъ частныхъ минимумовъ, о которыхъ говорилось въ своемъ мѣстѣ. Къ этой второй категоріи надо, повидимому, отнести большинство грозъ, наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ.

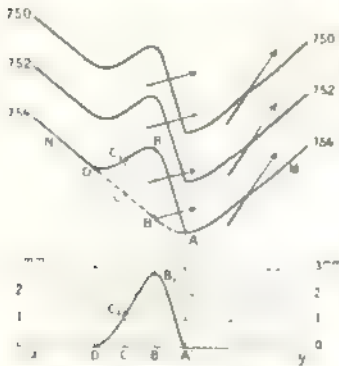
Одинъ изъ простѣйшихъ случаевъ возникновенія термической грозы наблюдается на дѣятельныхъ вулканахъ. Выдѣляющіяся изъ отверстія вулкана массы перегрѣтыхъ газовъ, чрезвычайно богатыя водяными парами, поднимаются на большую высоту, выдѣляютъ здѣсь свои пары, густыми облаками окутываяще вершину вулкана: эти образования облаковъ обыкновенно связаны съ сильнѣйшими грозами, причемъ облака иногда даже принимаютъ типичную для грозъ форму.

Не менѣе типично образованіе грозъ и на тропическихъ островахъ съ высокими горными цѣпами по берегу. Ночью вѣтеръ направлень съ горъ и суши на море, облачность мала, небо обыкновенно чисто. Въ предполуденные часы (часа за 2 до полудня) вѣтеръ поворачиваетъ съ моря на сушу: влажный бризъ несетъ массу паровъ и поднимается вверхъ по горнымъ склонамъ. На нѣкоторой высотѣ начинается конденсація паровъ, масса облаковъ быстро растетъ, начинается дождь. Когда облака достигнутъ достаточной высоты и мощности, наступаетъ гроза. Къ вечеру мощность облаковъ уменьшается, гроза слабѣетъ и къ ночи опять смѣняется ясной погодой. Въ нѣкоторомъ разстояніи отъ берега надъ моремъ небо остается яснымъ. Подобное же образованіе грозы въ теплое время года можно наблюдать временами въблизи Альпъ.

Возникновеніе циклоническихъ грозъ носить иной характеръ. Южная и юго-восточная часть периферіи барометрическаго минимума, какъ уже указано было въ своемъ мѣстѣ, служитъ обычнымъ мѣстомъ возникновенія частныхъ минимумовъ. Когда такой частный минимумъ встрѣтитъ при своемъ зарожденіи благоприятныя условия

для развитія электрическихъ явленій, онъ будетъ сопровождаться грозою. А эти благоприятныя условия, какъ это видно на возникновеніи термическихъ грозъ. — сильно повышенная температура въ нижнихъ слояхъ воздуха при обильномъ содержаніи паровъ. Такъ какъ послѣднее условие выполнено только въ некоторыхъ мѣстностяхъ, то таковыя и служатъ по преимуществу мѣстомъ возникновенія, — *очагомъ грозъ*. Клоссовскій показалъ, что огромное большинство циклоническихъ грозъ образуется на юго-восточной части минимума между изобарами 750—755 (27.7°) и 755—760 мм. (51.3% всего числа циклоническихъ грозъ). Это будетъ совершенно понятно, если вспомнить распределеніе температуръ и влажностей въ области минимума: и та, и другая достигаютъ наибольшей воз-

можной величины на юго-восточной и южной окраинахъ вихря. При этомъ замѣчено, что грозы распространяются обыкновенно узкими полосами (такъ называемыми *грозовыми нитями*); рѣже грозы идутъ болѣе широкими полосами. Во всякомъ случаѣ, какъ показываетъ и ходъ метеорологическихъ элементовъ, циклоническія грозы представляютъ собою несомнѣнные вихри, подобныя смерчамъ и торнадо.



Черт. 181 Типичная форма изобаръ для грозовыхъ шкваловъ

Чрезвычайно характерную форму изъ циклоническихъ грозъ имѣютъ *грозовые шквалы*, грозы съ внезапно падающими бурями. Изобары при такихъ грозахъ имѣютъ типичную V-образную форму съ выступомъ къ югу (черт. 181). Гроза быстро движется къ востоку; давленіе въ тылу растетъ вмѣстѣ съ выпаденіемъ осадковъ (этимъ именно грозамъ и принадлежатъ наиболее типичныя измѣненія вѣтхъ метеорологическихъ элементовъ: впереди линіи грозъ — ясная погода. При прохожденіи грозы обычные слабые S - SE вѣтры смѣняются порывистыми, часто бурными W - NW. Самая форма облака и наблюдаемая вблизи его движенія воздуха (черт. 182) показываютъ, что здѣсь — настоящій восходящій потокъ.

Вся совокупность приведенныхъ выше фактовъ заставляеть смотрѣть на грозы какъ на результатъ восходящаго движенія огромныхъ массъ сильно нагрѣтаго и очень влажнаго воздуха. Будетъ ли восходящее движеніе вызвано термическими причинами, или же оно возникаетъ вслѣдствіе вихревого движенія, вызваннаго

...

динамическими причинами. при обильном содержании паровъ въ теплыхъ, поднимающихся массахъ воздуха быстро наступитъ конденсація. Начиная съ момента начала конденсаціи, пониженіе температуры съ высотой дѣлается весьма малымъ сравнительно съ окружающимъ воздухомъ: разность температуръ между поднимающимися и окружающими массаи воздуха быстро растетъ до нѣкоторой высоты; а это въ свою очередь вызываетъ все болѣе и болѣе интенсивное восходящее движеніе. Отсюда огромныя массы облаковъ, исключительная ихъ мощиость при грозахъ. Большая быстрота восходящаго движенія, заставляющая поднимающіяся массы воздуха достигать большихъ высотъ, ведетъ именно къ образованію характерныхъ ложныхъ перистыхъ облаковъ, сопровождающихъ грозовыя облака.



Черт. 182. Грозное облако и циркуляція въ немъ. Близи его и въ немъ по дѣйствию

Вслѣдствіе уменьшенія проводимости слоя воздуха, въ которомъ началась конденсація, должна, какъ раньше было упомянуто, измѣниться напряженность электрическаго поля въблизи такого слоя. Отсюда уже могутъ возникнуть значительныя разности потенциаловъ. Но сверхъ того и самыя процессы конденсаціи могутъ способствовать образованію большихъ электрическихъ зарядовъ. Въ самомъ дѣлѣ въ воздухѣ вѣрѣдко содержится до 2% по весу водяныхъ паровъ; пусть $\frac{1}{4}$ этого количества паровъ перешла въ жидкое состояніе. Тогда объемъ, занимаемый этими сконденсировавшимися парами, будетъ въ 154000 разъ меньше объема воздуха, изъ котораго они выделились¹⁾. Если воздухъ раньше содержалъ нѣкоторый электрическій зарядъ, то при этомъ зарядъ, сосредоточиваясь на капелькахъ паровъ, увеличится въ указанное число разъ. Далѣе потенциалъ при прочихъ равныхъ условіяхъ долженъ измѣняться съ измѣненіемъ діаметра капелекъ, такъ какъ зарядъ сосредоточивается

¹⁾ Ибо пары эти займутъ объемъ въ $\frac{1}{4}$ отъ того, который они занимали раньше, если ихъ плотность не измѣнится, на самомъ дѣлѣ она еще возрастетъ при конденсаціи въ виду въ 770 разъ (отношеніе плотности воды къ плотности воздуха), и объемъ образовавшейся воды будетъ 1.770×200

только на поверхности: а при увеличении капли поверхность ее растет медленнее, чѣмъ ее объемъ. Поэтому, если мелкія капли сливаются въ одну большіяхъ размѣровъ, то зарядъ капли увеличивается. Эти соображенія могутъ объяснить зарядъ облаковъ: они же объясняютъ, почему облака могутъ носить различные заряды: очевидно, что при прочих равныхъ условіяхъ облако, состоящее изъ мелкихъ капель, будетъ заряжено слабѣе, чѣмъ облако съ большими каплями.

Могутъ быть еще и другіе источники электризации, индукція, переносъ заряженныхъ облачныхъ массъ изъ поля съ однимъ потенциаломъ въ поле съ другимъ, измѣненіе проводимости воздуха при освѣщеніи.

Все эти факты говорятъ за то, что зарядъ облаковъ можетъ быть очень большимъ и въ тоже время весьма различнымъ. Понятно, что въ томъ случаѣ, когда два различно заряженныхъ облака сблизятся между собою или такое облако опустится достаточно близко къ поверхности земли, — настолько, чтобы могъ произойти разрядъ при равной разности потенциаловъ, результатомъ такого разряда явится молнія.

Быстрые и рѣзкія измѣненія метеорологическихъ элементовъ, наблюдаемая при грозѣ, являются, очевидно, результатомъ охлажденія воздуха тѣми осадками, которыми сопровождается гроза. Что же касается до колебаній барометра, то рѣзкій скачекъ его слѣдуетъ объяснить быстрымъ уплотнѣніемъ воздуха при пониженіи температуры съ одной стороны: съ другой стороны онъ можетъ до нѣкоторой степени являться результатомъ сжатія воздуха падающими съ большой высоты массами воды при грозовомъ ливнѣ.

Грозовыя явленія — обыкновенные спутники торнадо, гораздо рѣже смерчей.

100. **Градъ.** Иногда грозы сопровождаются выпаденіемъ града, представляющаго собою неправильные смерзшіеся куски льда, достигающіе временами значительной величины. Самыя грозы при этомъ принимаютъ характерный оттънокъ удары грома слабы, молнии очень многочисленны, сверкаютъ часто почти безъ перерыва: разряды имѣютъ обыкновенно расплывчатую форму и происходятъ высоко между облаками. Выпаденіе града обыкновенно идетъ одновременно съ дождемъ. Градины имѣютъ температуру 0° и содержатъ иногда внутри незамерзшую воду, но вѣрѣдки случаи, когда градины имѣли гораздо болѣе низкую температуру (до -15°).

Градины обнаруживаютъ по большей части концентрическое строеніе наслоенныхъ на матовое ядро прозрачныхъ ледяныхъ обо-

лочекъ, вѣрѣно содержащихъ небольшіе воздушные пузырьки. Наружная поверхность градинъ часто состоитъ изъ неправильныхъ сростковъ кристаллической формы, выросшихъ въ центральное тѣло градины. Эти сростки кристалловъ иногда придаютъ градинамъ такую причудливую форму, которая не поддается описанію.

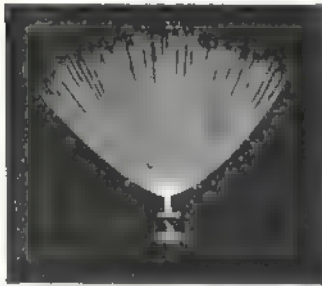
Образованіе подобныхъ причудливыхъ формъ осадковъ при грозахъ представляется понятнымъ. При мощномъ восходящемъ вихревомъ движеніи капли воды, составляющія облако, должны долго оставаться въ переохлажденномъ состояніи вѣдствие большихъ вертикальныхъ скоростей. Дѣйствительно Барраль и Биксіо при подъемѣ на воздушномъ шарѣ (1850 г.) въ облакѣ, основаніе котораго лежало на высотѣ 1950 м. надъ поверхностью почвы, наблюдали температуры ниже 0° на высотѣ 3300 м., а около 6000 м. температура упала до -10°. Хотя капли воды и здѣсь еще оставались жидкими. Только за этой послѣдней высотой воздухоплаватель и встрѣтили въ облакѣ ледяныя илы и снѣгъ. Подобно этому и наблюденія Асмана на Брокенѣ показали, что въ облакахъ капельки могутъ оставаться жидкими при температурѣ значительно ниже 0°. При грозныхъ восходящихъ потокахъ, когда высота облака можетъ много превосходить приведенныя выше цифры, облака должны состоять поэтому изъ сильно переохлажденныхъ капель; восходящая масса воздуха находится въ *грозовой стѣнѣ*. Надъ грознымъ облакомъ по большей части лежитъ слой ложныхъ перистыхъ облаковъ, состоящихъ изъ ледяныхъ иголь. При вихревомъ движеніи эти илы легко могутъ придти въ соприкосновеніе съ переохлажденными каплями; застывая мгновенно при такомъ соприкосновеніи, капельки дадутъ аморфные сростки кристалловъ, подобныя крупѣ, которые и образуютъ ядро градины. Падая внизъ сначала медленно, эти ядра правильно увеличиваются, пока ихъ движеніе медленно, на счетъ встрѣчаемыхъ ими переохлажденныхъ капель. Когда же масса эта приобретаетъ достаточную скорость при восходящемъ движеніи, нарастаніе льда пойдетъ менѣе правильно. Электрическія силы, помогающія слитію мелкихъ капель въ крупныя, а также вихревыя движенія, которыя несомнѣнно существуютъ въ грозныхъ облакахъ, должны существенно облегчать образованіе града и могутъ объяснить появленіе самыхъ причудливыхъ формъ въ этихъ осадкахъ.

Такъ какъ градъ—спутникъ грозы, то и область его распространенія, и періодичность въ его выпаденіи совпадаютъ съ таковыми же для грозъ. Существуютъ мѣстности, гдѣ градоптія особенно часты и сильны это по преимуществу теплыя и богатая растительностью

долины и нижнія части горныхъ склоновъ.—особенно съ подвѣтренной стороны горъ. Наоборотъ холмы, покрытые лѣсомъ, особенно хвойнымъ, защищаютъ, преимущественно подвѣтренную сторону.—отъ градобитій. Дать сколько нибудь удовлетворительное объясненіе этимъ фактамъ до сихъ поръ не удалось.

101. Огни св Эльма; полярныя сіянія. Возмущенія въ атмосферномъ электрическомъ полѣ не всегда однако несутъ такой характеръ, какъ грозы. Наблюдения устанавливаютъ еще явленія, при которыхъ въ атмосферѣ наблюдается несомнѣнно электрической разрядъ, но не сопровождаемый ни молнией, ни громомъ.

Такой тихій разрядъ въ атмосферѣ можно наблюдать временами въ видѣ *огней св Эльма*. Это — голубоватыя лучи или кисти свѣта, истекающіе изъ остроконечій, которыми оканчиваются различные земные предметы. Они



Черт. 193. Тихій разрядъ.

наблюдаются при низкихъ облакахъ, особенно часты при свѣжыхъ метеляхъ, вообще рѣдко наблюдаются безъ осадковъ. На равнинахъ они рѣдки: на морѣ, на концахъ корабельныхъ мачтъ и рей.—особенно въ низкихъ широтахъ, довольно обычны; особенно часты на горахъ. На этихъ послѣднихъ явленіе особенно ярко; свѣтятся не только шпиль остроконечій, но и анемометры, шляпы, волосы на головѣ, поднятыя руки и т. д. Рѣдко они предшествуютъ грозѣ и сопровождаютъ ее.

Явленіе представляетъ собою *тихий разрядъ*, совершенно тождественный съ тѣмъ, который наблюдается на электрическихъ машинахъ въ томъ случаѣ, когда разность потенциаловъ велика, но еще недостаточна для яркаго разряда. Опыты съ этими послѣдними показываютъ, что при разности потенциаловъ 4500—5000 вольтъ при давленіи, близкомъ къ обыкновенному, на концѣ стального острія появляется совершенно одинаковыя съ наблюдаемыми огнями св. Эльма тихій разрядъ, который при истеченіи съ острія положительнаго заряда имѣетъ видъ кисти (черт. 183), при отрицательномъ зарядѣ—меньшаго по размѣрамъ, болѣе тонкаго и болѣе яркаго пучка. Такъ какъ облака оказываются заряженными, то при прохожденіи такихъ облаковъ достаточно низко надъ земными предметами напряженность поля можетъ возрасти настолько, что тихій разрядъ дѣлается возможнымъ и наступаетъ въ видѣ *огней св. Эльма*.

Хотя *полярныя сіянія* и не имѣютъ непосредственной связи съ погодою, только изрѣдка сопровождаемыя образованіемъ перистыхъ или перисто-слоистыхъ облаковъ, однако въ виду того, что и она представляютъ собою также электрической разрядъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, здѣсь будетъ уместно вскользь упомянуть и о нихъ.

Въ среднихъ и высокихъ широтахъ ночью можно видѣть временами свѣтовое явленіе, въ сѣверномъ полушаріи появляющееся обыкновенно на сѣверной сторонѣ небосклона, которое называютъ *полярнымъ сіяніемъ* (народное названіе на сѣв. Россіи *столость*), въ южномъ полушаріи оно обыкновенно появляется на южной сторонѣ горизонта. Въ среднихъ широтахъ въ болѣе частыхъ и обыкновенныхъ

случаях полярное сияние начинается появлениемъ на сѣверной сторонѣ горизонта желтоватаго или зеленовато-желтоватаго свѣта, нерѣдко въ формѣ додымающагося надъ горизонтомъ, при чемъ образуется яркая свѣтовая дуга съ рѣзко ограниченными нижними и неопределенными, размытыми верхними краями; внизу, подъ этою дугою, небесный сводъ какъ бы темнѣетъ и образуется *темный сегментъ*. Изъ этой свѣтлой дуги выбрасываются временами яркіе снопы свѣта, въ видѣ отдѣльныхъ лучей или цѣлыхъ пучковъ лучей, иногда того же зеленовато-желтаго оттѣнка, какъ и дуга, иногда — окрашенныхъ и переливающихся цвѣтами радуги. При наибольшей яркости и блестящихъ сияніяхъ лучи эти, вспыхивая по временамъ массами по всей длинѣ дуги, перерѣзаютъ всю покрывающую сияніемъ сторону небосклона и, сходясь вблизи магнитнаго зенита, образуютъ здѣсь блестящій свѣтовой вѣнецъ, — *корону* сѣвернаго сиянія. Въ болѣе рѣдкихъ случаяхъ и въ среднихъ широтахъ, — а въ болѣе высокихъ, напр. на сѣверѣ Норвегии, довольно часто, — сѣверныя сиянія принимаютъ видъ образованной свѣтовыми лучами волнующейся занавѣси, какъ бы раздуваемой вѣтромъ. Еще сѣвернѣе яркость сияній начинаетъ убывать; они дѣлаются менѣе разнообразными, болѣе простыми, обычная для этихъ широтъ форма сиянія — свѣлая дуга, непрерывно измѣняющая свою яркость и перемѣщающаяся по небесному своду, при чемъ нерѣдко за одной дугою свѣдомъ вспыхиваетъ другая, за нею еще и еще, такъ что получается рядъ быстро слѣдующихъ другъ за другомъ дугъ. Сквозь лучи или свѣтовые массы сиянія всегда можно видѣть болѣе яркія звѣзды, а чрезъ темный сегментъ просвѣчиваютъ даже и сравнительно слабыя. Спектръ сиянія характеризуется 12 — 14 свѣтлыми линиями, совпадающими съ линиями, наблюдаемыми въ спектрѣ катода Круксовой трубки подъ дѣйствіемъ электрическихъ разрядовъ.

Размѣры области, на которой одновременно могутъ быть видимы полярныя сиянія, могутъ колебаться въ широкихъ предѣлахъ. Наблюдения кап. Нэрса въ Гренландіи показали, что въ некоторыхъ случаяхъ сѣверныя сиянія, наблюдаемыя на одной изъ станцій, оставались невидимыми на другой, отстоящей всего на 100 км. отъ первой: подобные случаи наблюдались и другими путешественниками. Съ другой стороны 25 Сентября 1909 года сѣверное сияние было наблюдаемо одновременно по всей Европѣ, Азии, въ Тихомъ океанѣ совершенно въ тѣ же часы этого дня въ южномъ полушаріи наблюдалось южное сияние, также охватившее почти все это полушаріе. При этомъ сияние наблюдалось на станціяхъ, почти примыкающихъ къ экватору. Слѣдовательно, въ разсматриваемомъ случаѣ, вѣроятно, весь почти земной шаръ былъ какъ бы одѣтъ свѣтомъ этого сиянія.

Также, какъ область видности, различна и высота, на которой наблюдались полярныя сиянія. Наблюдения, сдѣланныя въ Европѣ надъ лучистыми по преимуществу сияніями показываютъ, что въ среднихъ широтахъ высота нижняго края свѣтлой дуги можетъ колебаться между 70—300 килом., верхніе же края лучей достигаютъ иногда высотъ въ 700 и болѣе килом. надъ поверхностью земли. Напротивъ, для странъ около-полярныхъ цѣлый рядъ фактовъ подтверждаетъ тотъ фактъ, что въ этихъ крайнихъ широтахъ сиянія могутъ наблюдаться на высотахъ, значительно меньшихъ, чѣмъ предыдущія. Такъ извѣстенъ случай въ Гренландіи, когда сияние въ видѣ отдѣльныхъ лучей появилось всего на высотѣ 55 м. надъ землею и на разстояніи 110 м. отъ одной изъ наблюдавшихъ его станцій. Наблюдения Лемстрема въ Лапландіи несомно-

кратно обнаруживали сияния на высоте 20 — 30 м. Вообще при наблюдении приходится, повидимому, иметь дело иногда с явлениями чисто местного характера, видимыми на весьма небольших высотах и в очень ограниченном районе; иногда же сияния охватывают обширные районы и достигают тогда значительных высот над земною поверхностью.

Фритцъ пользуется каталогами сѣверныхъ сияній, построивъ карту ихъ распределения для сѣвернаго полушарія. На этой картѣ всѣ мѣста съ одинаковымъ среднимъ числомъ сияній, наблюдаемыхъ въ течение года, соединены сплошными линиями. — *изогазмами*. Изогазмы представляютъ собою овальныя, довольно правильныя лини, центръ которыхъ. — полюсъ сияній. — совпадаетъ почти съ сѣвернымъ магнитнымъ полюсомъ. Съ приближеніемъ къ полюсу сияній повторяемость ихъ возрастаетъ однако только до нѣкоторой лини, *максимума*; по ту сторону этой лини число сияній снова уменьшается. Одновременно съ уменьшеніемъ повторяемости уменьшается и яркость сияній къ С. отъ этой лини. Вместе съ тѣмъ обнаруживается и еще характерный фактъ. Въ среднихъ широтахъ Европы сиянія наблюдаются почти исключительно на сѣверной части небосклона, только въ очень рѣдкихъ случаяхъ свѣтлая дуга сиянія переходитъ черезъ зенитъ наблюдателя и можетъ быть видима на южной сторонѣ горизонта. При переходѣ къ болѣе сѣв. мѣстностямъ съ увеличеніемъ числа сияній въ течение года возрастаетъ и число сияній, наблюдаемыхъ на южной сторонѣ горизонта.

Наблюдениями установлена очень характерная связь между полярными сияніями и появленіемъ въ некоторыхъ типѣхъ перистыхъ облаковъ и круговъ около солнца и луны. Въ околополярныхъ широтахъ всякій разъ, какъ только такія облака, появляясь двумя на небесномъ сводѣ, собирались въ длинныя, наклоняющія опущку nera полосы, дуэти пересѣкавшія небесный сводъ и сходящіяся въ общую точку радиаци, вечеромъ замѣчалось появленіе сѣв. сияній, принимавшихъ лучистую форму, если точки радиаци облаковъ совпадали съ магнитными меридианами; при направленіи же облачныхъ полосъ съ З. на В. и сильнѣе являлось въ видѣ дугъ. Замѣчено также, что послѣ большихъ сияній на небѣ наблюдается появленіе бѣлесватаго, туманнаго покрова и облака всегда имѣють вѣсные, туманные контуры.

Наблюдения показываютъ, что число ежегодно наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ сияній подвержено значительнымъ и довольно правильнымъ колебаніямъ, обнаруживая рядъ максимумовъ и минимумовъ, промежутокъ между которыми равенъ (какъ и для солнечныхъ пятенъ) 11 годамъ и 2 мѣсяцамъ. Периоды максимума и минимума сияній совпадали съ таковыми же периодами для солнечныхъ пятенъ, равно какъ и съ периодами колебаній склоненія магнитной стрѣлки: и здѣсь максималныя отклоненія совпадаютъ съ максимумомъ сияній и обратно. Для странъ, лежащихъ внутри максимума повторяемости, периодичность сияній, по Тромгольду, оказалась обратной периодичности для среднихъ широтъ. Наблюдения показали затѣмъ, что яркая и блестящая сиянія среднихъ широтъ сопровождаются такъ называемыми *магнитными бурями*. При этомъ магнитное возмущеніе тѣмъ сильнѣе, чѣмъ ярче и обширнѣе сіяніе. Центръ сиянія всегда совпадаетъ съ точкою магнитнаго сѣвера, лучи сиянія направлены преимущественно параллельно магнитному меридиану и корона во время сиянія образуется всегда вокругъ магнитнаго зенита. Подобную же тѣсную связь съ земнымъ магнетизмомъ и солнечными пятнами обнаруживаютъ и колебанія напряженности электрическаго земнаго поля, и повторяемость грозъ.

Лемстрему удалось искусственно воспроизвести полярные сияния. Он установил на одной из высот в Ланланди аппарат, состоявший из большой плоской спирали из железной проволоки, по которой чрез каждые 1, м. был всажен ряд острий, направленных вверх; обороты спирали покрывали площадь в 364 кв. м. Вся спираль была уложена на изолирующаи подставки на небольшом расстоянии от поверхности земли и свободный концы ея были отведены далеко вниз и соединены съ землею. Смотря на эту спираль снизу, можно было нередко видѣть вокругъ нея свѣтвые явленія то въ формѣ неясныхъ расплывчатыхъ свѣтовыхъ ореоловъ, то въ видѣ достаточно яркихъ лучей характернаго зеленовато-желтаго цвѣта. Въ спектроскопъ Лемстремъ убѣдился, что спектръ наблюдаемаго имъ явленія тождественъ со спектромъ полярныхъ сияній. Электрическая машина, соединяемая со спиралью, всякій разъ усиливала свѣтовое явленіе, если оно существовало, и могла его иногда вызвать, если оно отсутствовало.

Относительно происхожденія полярныхъ сияній послѣдніяго изслѣдованія послѣдніаго времени дали достаточно опредѣленные указанія. Хотя полной и общепринятой теоріи явленія до сихъ не существуетъ, но уже такіе факты, — какъ тождество спектра сияній со спектромъ воздуха, свѣтящагося подѣ дѣйствіемъ катодныхъ лучей, и связь сияній съ возмущеніями земнаго магнитнаго поля, — не оставляютъ сомнѣній, что въ полярныхъ сияніяхъ приходится имѣть дѣло съ явленіемъ, связаннымъ своимъ возникновеніемъ именно катоднымъ лучамъ. Такъ какъ затѣмъ установлена твердо связь полярныхъ сияній съ солнечными пятнами и вообще съ процессами на поверхности этого свѣтила, то отсюда приходится заключать, что вызывающій полярныя сиянія потокъ катодныхъ лучей исходитъ отъ солнца. Встрѣчая на своемъ пути земную атмосферу, при извѣстныхъ условіяхъ онъ вызываетъ въ ней явленія полярныхъ сияній. Такны исходныя точки, на которыя опирается теорія Паульсена, наиболѣе просто истолковывающая основныя черты явленія.

Факторомъ, который играетъ въ земной атмосферѣ основную роль для явленія полярныхъ сияній, является по мнѣнію Паульсена очень сильная ионизация и электризация (отрицательная) высокихъ слоевъ атмосферы надъ полюсомъ максимума полярныхъ сияній. Эта ионизация и электризация ежедневно возобновляется подѣ дѣйствіемъ потока катодныхъ лучей, льющихея на землю со стороны, обращенной къ солнцу. Катодные лучи солнца вступаая въ магнитное поле земли еще за предѣлами атмосферы, отклоняются этими полемъ къ магнитнымъ полюсамъ и концентрируются около нихъ въ опредѣленномъ поясѣ (поясѣ максимума). Въ этихъ областяхъ катодные лучи, проникая въ атмосферу, вызываютъ сильную ионизацию послѣдней и развиваютъ здѣсь электрическіе заряды.

Внутри этихъ массъ сильно ионизированнаго воздуха съ большими отрицательными зарядами (матерія полярныхъ сияній по выраженію Паульсена) столкновеіе отрицательныхъ ионовъ съ молекулами воздуха и съ положительными ионами временами можетъ вызывать люминесценцію (свѣщеніе) газа, — спокойныя, облакообразныя формы полярныхъ сияній. Временами же электрическія напряженія могутъ ставиться внутри этихъ массъ настолько большими, что эти массы наэлектризованнаго воздуха выбрасываютъ изъ себя потоки отрицательно заряженныхъ электроновъ (т. е. по существу дѣла — катодные лучи). Принимая направленіе дѣній силъ земнаго магнитнаго поля, эти потоки дадутъ сіяніе въ формѣ лучей. Если точки выхода лучей быстро мѣняются,

сіяніе принимаетъ форму завѣси (драпир). Когда, наконецъ, потоки электроновъ переносятся вѣтромъ или течениями въ верхнихъ слояхъ на значительныя разстоянія отъ пояса сильной ионизации, сіяніе захватываетъ средня, а въ исключительныхъ случаяхъ даже и болѣе низкія широты.

Не входя въ дальѣйшія подробности, должно сказать во всякомъ случаѣ, что теорія Паульсена, удачно объясняя основные факты сіяній, не можетъ считаться окончательною и общепривятою. Самый фактъ наличия сильно ионизированныхъ воздушныхъ массъ въ опредѣленномъ поясѣ земного шара, являющагося необходимымъ условіемъ сіяній, требуетъ проверки, — для тѣхъ, по крайней мѣрѣ, случаевъ, когда сіянія наблюдаются въ полярныхъ областяхъ вблизи земной поверхности.

102. **Связь между погодою въ различныхъ частяхъ земного шара.** Исслѣдуя барометрическіе минимумы Атлантическаго океана, Гофмейеръ нашелъ, что высокая температура зимы для западной Европы стоитъ въ самой тѣсной связи съ барометрическими депрессіями сѣверовосточной вѣтви Гольфштрема. Вслѣдствіе этого всякое увеличеніе мощности этого потока, его распространеніе на сѣверовостокъ, его температура должны имѣть существенное вліяніе на зимнюю и ранне-весеннюю погоду запада Европы. Исслѣдованія гидрографовъ (Собиль) дѣйствительно указываютъ на достаточную широкія колебанія мощности (т. е. скорости, ширины и глубины) Гольфштрема, его температуры и тѣхъ прѣтековъ, которыхъ достигаетъ эта могучая океаническая рѣка. Если такимъ образомъ направляющаяся къ берегамъ Шотландіи и Норвегіи вѣтвь Гольфштрема усиливается и температура ея повышается, то усиливаются W и SW вѣтры въ западной Европѣ и несутъ въ холодное время года умеренныя температуры, покрытое небо, мягкую зиму. Обратно при уменьшеніи мощности и температуры этой вѣтви Гольфштрема температуры зимы для Европы понижаются.

Дальѣйшія изслѣдованія (Петерсонъ, Мейнардусъ) не только подтвердили, но и расширили область вліянія Гольфштрема. Оказалось, что погода въ Исландіи и Гренландіи при тѣхъ же измѣненіяхъ Гольфштрема приобретаетъ обратный характеръ вследствие ослабленія западной вѣтви Гольфштрема. Мало того: такъ какъ воды Гольфштрема несутъ огромный запасъ тепловой энергіи, то эти измѣненія потока подъ его вліяніемъ обнаруживаютъ известную устойчивость. Исслѣдованія обнаружили затѣмъ, что колебанія мощности и температуры Гольфштрема имѣютъ известную періодичности; параллельно этому и зимняя погода Европы обнаруживаетъ нѣкоторую правильность. Такъ Воейковъ показалъ, что нечетныя зимы для сѣвера Европы вообще холоднѣе, чѣмъ четныя.

Колебанія въ мощности и температурѣ Гольфштрема, а вмѣстѣ съ нимъ и въ температурѣ для большей части сѣвернаго Атланти-

чешаго океана Аррениусъ ставить въ связь съ тайнѣмъ полярныхъ льдовъ. Если сѣверная половина Атлантическаго океана тепла, то должно возникнуть сильное воздушное течеиіе съ N.-E. вдоль Грѣнландскаго берега и вдоль проходящаго здѣсь сѣвернаго полярнаго теченія. Вслѣдствіе того въ сѣверную часть Атлантическаго океана вносятся огромныя массы полярнаго льда, температура его падаетъ: Исландскій очагъ минимумовъ¹⁾ ослабѣваетъ и вмѣстѣ съ этимъ уменьшается притокъ льдовъ изъ Полярнаго моря. Съ уменьшеніемъ льдовъ температура Атлантическаго океана опять повышается и т. д. Этимъ путемъ можно объяснить себѣ существованіе периодичности въ сѣнахъ погоды, но трудно установить длину періода.

Противоположность погоды для западной Европы и Грѣнландіи показала, что между погодою въ различныхъ частяхъ земной поверхности въ дѣйствительности можно установить существованіе известной связи. Дальнѣйшее изученіе этого вопроса привело Тейссеранъ де-Бора въ установленіе понятія о большихъ *центрахъ атмосферн* *Этимъ именемъ Тейссеранъ де-Боръ называетъ главные очаги, которыми опредѣляется погода соседнихъ странъ. Такими очагами погоды оказываются, — по крайней мѣрѣ для Европы, въ погодѣ, которой относились большая часть изслѣдованій этого рода, — восточные максимумы и области пониженнаго давленія, обнаруживаемыя на картахъ распределеиія давленія. Кроме упомянутой выше 1) области низкаго давленія на сѣверномъ Атлантическомъ океанѣ, такими центрами для Европы оказываются 2) большой приэкваториальскій максимумъ, лежащій къ югу западнѣе отъ Европы (Азорскій максимумъ), 3) область высокаго давленія въ Центральной Азии и Сибири (Сибирскій максимумъ и въ значительно меньшей степени 4) область слабого давленія надъ Средиземнымъ моремъ, опредѣляющая (но Хави) погоду южной Европы. Положеніе этихъ областей является, по крайней мѣрѣ въ опредѣленные времена года, достаточно постояннымъ. Но въ зависимости отъ условий ихъ границы и ихъ интензивности суще ственно мѣняются. Эти мѣненія въ интензивности и отертаніяхъ этихъ очаговъ не могутъ не отозваться, вызывая собою течеиія, въ каждомъ данномъ случаѣ воздушныя течеиія, на боготу даже довольною отдаленныхъ странъ. Такъ усиленіе и расширеніе Сибирскаго максимума въ западномъ направленіи ведетъ къ тому, что въ восточной части Европы появляется въ зимнее*

1) Обнаруживающійся д. в. на картахъ распределеиія давленія

время весьма резко выраженный языкъ высокаго давленія: нередко вслѣдствіе мѣстныхъ привычекъ происходитъ сегментация т. е. отдѣленіе отъ него самостоятельныхъ барометрическихъ максимумовъ. Воздушныя течения отъ $E - NE - N$ изъ области съ весьма низкою температурой несутъ холодъ, и зимнія температуры большей части Европы, — а особенно восточной, — оказываются аномально пониженными. Усиленіе Азорскаго максимума зимою подобно этому вызываетъ аномальное пониженіе температуры въ Западной Европѣ. Усиленіе Атлантической области слабаго давленія наоборотъ, какъ показываютъ изслѣдованія Гофмейера, связано съ аномально повышенными зимними температурами для запада Европы.

Позднѣйшія работы показали (Гитлебрандссон), что указанные центры дѣйствія опредѣляютъ погоду не только для Европы. На обширной области, включающей весь Сѣверный Атлантическій океанъ, Европу и значительнѣйшую часть Азиатскаго материка, до Индіи включительно, можно прослѣдить связь между аномалиями погоды и между дѣятельностью этихъ центровъ. Для Тихаго океана тоже, хотя и менѣе опредѣленно, установлена связь между погодою различныхъ его частей и его окраинъ и центрами дѣйствій, каковыми оказываются *Сибирскій максимумъ* и *Тихоокеанскій барометрическій минимумъ* у береговъ Аляски. Такимъ образомъ является возможность хотя изслѣдованія этого рода только еще начинаются, связать въ одну общую картину погоду, если не для всего, то, по крайней мѣрѣ, для большей части сѣвернаго полушарія.

103. Типы погоды для Европы Непосредственнымъ изученіемъ материаловъ, доставляемыхъ ежедневными метеорологическими картами, Фанъ-Бейберу удалось установить основныя, главнѣйшіе типы погоды для Европы въ зависимости отъ положенія области барометрическаго максимума т. е. въ зависимости отъ развитія западнаго или восточнаго центра высокаго давленія. Фанъ-Бейберъ различаетъ 5 основныхъ типовъ погоды, вѣтъ, конечно въ виду главнѣйшимъ образомъ среднюю Европу, но и для Европ. Россіи, — сама собою разумеется, эти типы будутъ опредѣлять характеръ погоды. Эти типы слѣдующіе.

Типъ 1. *Область высокаго давленія на W или NW Европы*, у Британскихъ острововъ или въ ближайшемъ ихъ соседствѣ; барометрическіе минимумы рѣдки, но преимущественно вторгаются съ N на материкъ и по восточной половинѣ Европы направляются къ E или NE. Для большей части Европы погода пасмурная съ холодными вѣтрами съ N или NW. Типъ этотъ встрѣчается преимущественно въ теплое время года, и тогда дѣло вообще холодно и дождливо.

Типъ 2. *Область высокаго давленія надъ среднюю Европу*, минимумы вообще направлены только по крайнему сѣверу, рѣже проникаютъ съ юга въ восточную половину Европы. Типъ этотъ, наиболее обыкновенный дѣломъ

или раннюю весною, отличается слабыми, переменными вѣтрами и погодою, свойственную максимуму для западной Европы, запада и югозапада Россіи переменчивая погода для сѣверо-восточной половины Европ. Россіи.

Типъ 3. *Максимумъ низъ N и NE Европы* минимумы движутся по южной половинѣ Европы, преимущественно съ Средиземнаго моря или отъ Бискайскаго залива. Вѣтры E или NE, сухіе, холодные зимою, лѣтомъ—теплы въ сѣверной половинѣ Европы, пасмурная, переменная, дождливая погода для южной ея половинны Типъ этотъ принадлежитъ преимущественно холодному времени года.

Типъ 4. *Область высокого давления на востокъ Европы*, минимумы движутся по сѣверозападной половинѣ материка Типъ этотъ, принадлежность по преимуществу зимы и осени сопровождается S—E теплыми и влажными вѣтрами для большей части Зап. Европы, надъ юго-востокомъ и востокомъ ясная погода, теплая лѣтомъ Зимою, когда давление на востокъ развивается очень сильно, въ большей части Европы видѣтъ съ холодными NE вѣтрами устанавливается морозная погода.

Типъ 5. *Высокая область на югъ Европы*, минимумы идутъ по сѣверной половинѣ материка. Это наиболѣе частыи типъ, встрѣчающійся во все время года. S и W вѣтры океаническаго происхожденія, теплые зимою, прохладные лѣтомъ, температура—умѣренная, мягкая. Лѣтомъ, когда этотъ типъ преобладаетъ, вѣтреная, мокрая, холодная погода въ большей части Европы; только на югѣ—тепло и ясно.

Сравнительную частоту этихъ типовъ въ различныя времена года даетъ слѣдующая табличка.

	Положеніе максимума:	чаще всего:	рѣже всего:
1.	макс на W и NW	раннимъ лѣтомъ,	зимою,
2.	» въ центр Европы	лѣтомъ (Авг.),	холодные мѣсяцы,
3.	» на N и NE	весною (Апр.),	лѣтомъ;
4.	» » E и SE	зимою (Янв.),	лѣтомъ;
5.	» » S и SW	лѣтомъ (Іюль, Авг.)	весною.

Типъ 3 сѣняется обыкновенно (по Ханну) на все времена года типомъ 1, только лѣтомъ (Май—Сент.) иногда типомъ 2. Типъ 4 сѣняется по большей части типомъ 5, рѣже (въ Апр.) типомъ 1. Типъ 3 предшесвуетъ по большей части типу 4 въ холодное время года, въ Май—Іюнь его сѣняетъ типъ 1, въ Іюль—Сент. типъ 5. Типъ 1 переходитъ чаще всего зимою и весною въ 5 или 3, лѣтомъ и осенью во 2. Типъ 2 обыкновенно зимою и осенью сѣняется типомъ 4, лѣтомъ типомъ 5.

104. **Предсказаніе погоды.** Все изложенное до сихъ поръ относительно периодическихъ и непериодическихъ измѣненій метеорологическихъ элементовъ исчерпываетъ—по крайней мѣрѣ въ общихъ чертахъ, главнѣйшія, наиболѣе крупныя измѣненія погоды. Формы распределенія давленія, обусловленныя образованіемъ вихревыхъ системъ, определяютъ типичнѣйшіе, основныя признаки наблюдаемой погоды. Руководясь этими основными положеніями, возможно въ каждомъ данномъ случаѣ, по крайней мѣрѣ post factum, — дать себѣ отчетъ въ томъ, какимъ образомъ могла возникнуть та

или пная совокупность метеорологических явлений, вылившаяся въ ту или другую форму погоды.

Явления погоды настолько, однако, тѣсно связаны съ жизнью человека, что одновременно съ появленіемъ метеорологіи — какъ науки — и съ началомъ правильныхъ метеорологическихъ наблюдений метеорологии поставлена была чисто практическая задача — *предсказанія погоды* на болѣе или менѣе продолжительное время впередъ. Задача каждой науки — довести свои изслѣдованія до такой степени, чтобы можно было по заданной совокупности условій напередъ предсказать, какъ пойдетъ при этомъ круговоротъ энергіи и каковъ будетъ конечный результатъ заданныхъ условій. Въ настоящее время въ некоторыхъ отрасляхъ знанія (астрономія, химія, физика и т. д.) по крайней мѣрѣ въ некоторыхъ частныхъ случаяхъ при достаточной простотѣ и немногочисленности заданныхъ условій такое предсказаніе возможно. Но, когда подобное требование предъявляется относительно такого сложнаго вопроса, какъ погода, — *точное предсказаніе* становится невысказаннымъ и только тогда, когда вопросы погоды будутъ болѣе разъяснены, возможно *предсказаніе съ достаточною вѣроятностью*.

Съ цѣлью выполненія въ возможныхъ при современномъ состояніи ученія о погодѣ предѣлахъ этихъ практическихъ требованій создана въ культурныхъ странахъ специальная организация предсказанія погоды функционирующая въ России вкраткѣ уже была описана на стр. 16—18. Здѣсь въ самыхъ краткихъ чертахъ будутъ указаны только основанія предсказанія погоды. Само собою разумеется, что для мѣстностей или для широтъ, въ которыхъ неперіодическія смѣны погоды почти отсутствуютъ, предсказанія погоды возможны съ большою вѣроятностью, приближаются къ достоверности. Въ среднихъ же широтахъ, въ которыхъ и существуетъ главнымъ образомъ потребность въ предсказаніи погоды, дѣло это настолько осложнено неперіодическими измѣненіями, что здѣсь возможно предсказывать будущія измѣненія погоды только на короткій срокъ, не свыше 1—2 сутокъ впередъ и съ вѣроятностью, не превышающею 70—90%. Предсказанія здѣсь распадутся на *общія*, относительно возможнаго измѣненія всѣхъ метеорологическихъ элементовъ въ достаточно широкое районѣ, и на *спеціальныя*, имѣющія значеніе для некоторыхъ только мѣстностей, и времени года или для некоторыхъ только специальныхъ надобностей. Къ послѣдней категоріи относятся предсказанія бурь на моряхъ или озерахъ, весенне и осенне заморозки, ливни, градобитія, снѣж-

ные заносы на желѣзныхъ дорогахъ и т. д. И общія, и спеціальныя предсказанія основываются исключительно на составлении и изученіи синоптическихъ метеорологическихъ картъ.

Главнѣйшія измѣненія погоды въ среднихъ широтахъ определяются измѣненіями давленія атмосферы подъ влияніемъ возникновенія и перемѣщенія вихрей съ вертикальной осью. Для предсказанія погоды приходится, пмѣя подъ руками готовую уже синоптическую карту, составленную на основаніи доставленныхъ въ центральное учрежденіе по телеграфу данныхъ наблюдени, определить возможное направленіе движенія барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ, если таковые уже обнаружались на картѣ. Если же на картѣ существованіе такихъ вихрей незамѣтно, то наличность второстепенныхъ формъ давленія или различныхъ, выработанныхъ практикою признаковъ даетъ возможность рѣшить вопросъ съ нѣкоторою вѣроятностью.

Будеть, быть можетъ, удѣльно упомянуть здѣсь мимоходомъ, что не было и нѣтъ недостатка въ попыткахъ предсказанія погоды на болѣе долгие сроки. Таки попытки основывались и до сихъ поръ еще среди большой публики основываются отчасти на томъ, что уже въ данныя времена народная наблюдательность формулировала извѣстную связь между погодою и иными явленіями природы самыхъ разнообразныхъ категорій въ видѣ примѣтъ, отчасти на предположеніи связи между явленіями астрономическими и метеорологическими (влияніе луны, планетъ на погоду). Изученіе народныхъ примѣтъ привело изслѣдователей въ этомъ направленіи къ согласному выводу, что среди этихъ формулъ народной мудрости огромное большинство научными основаніями оправдано быть не можетъ, только небольшая часть примѣтъ, относящихся по преимуществу къ явленіямъ метеорологической оптики, можетъ быть до извѣстной степени научно обоснована. Точно также всѣ попытки связать погоду съ фазами луны или движеніемъ планетъ поперѣкъ и *по существу дѣла должны потерѣвать некрошу* тщательное, строго-научное изслѣдованіе не открыло ни малѣйшихъ слѣдовъ такой связи въ то же время и энергія, могущая быть полученной землею и ея атмосферой отъ луны и планетъ, исчезающе мала сравнительно съ первостепеннымъ живимъ на землѣ, — энергіею солнца, — чтобы вызвать значительные эффекты въ явленіяхъ погоды.

Практика предсказанія погоды за послѣднее время пытается, однако, расширить рамки этого дѣла, а главное — ввести новыя, чисто практическія методы, могущіе болѣе точно и опредѣленно въ каждомъ конкретномъ случаѣ рѣшить вопросъ о возможныхъ измѣненіяхъ въ наблюдаемомъ состояніи атмосферы. Такъ изслѣдованія Экхольма пытаются двинуть этотъ вопросъ впередъ, введя методъ изученія областей одновременнаго измѣненія давленія, — особенно для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы. Работы Гильбера, теоретически обосновываемыя Брюнсомъ, представляютъ собою другую совершенно оригинальную, стоящую особнякомъ попытку рѣшенія того же вопроса.

Въ настоящемъ курсѣ, гдѣ идетъ дѣло только о возможно ясномъ и отчетливомъ изложеніи основаній ученія о погодѣ, такому чисто практическому

вопросу, — какъ предсказаніе погоды, — не можетъ быть отведено много мѣста. Но въ самыхъ краткихъ чертахъ идеи Эхольма и Гильбера можно охарактеризовать слѣдующимъ образомъ.

Исслѣдованія Эхольма представляютъ собою въ сущности развитіе идей, высказанныхъ впервые Броуновымъ, затѣмъ Срезневскимъ. Нанося на синоптическую карту величину измѣненія давленія за нѣкоторый промежутокъ времени для ряда станцій и соединяя мѣста одинаковаго измѣненія изолиніями (*изаллобарамы* по терминологіи Эхольма), на картѣ получаютъ ясно обрисованныя области паденія или повышенія давленія за это время. Изученіе перемѣщенія такихъ системъ линій въ связи съ развитіемъ и движеніемъ барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ для различныхъ слоевъ атмосферы привело Эхольма къ тому выводу, что по измѣненіямъ, наблюдаемымъ въ такихъ областяхъ повышающагося или понижающагося давленія, можно предвидѣть движеніе вихрей съ вертикальной осью и особенно наступленіе бурь. Это будетъ понятно, такъ какъ по Эхольму — области повышенія или пониженія давленія — явленіе первичное, при продолжительномъ существованіи ведущее уже за собою возникновеніе болѣе или менѣе быстро перемѣщающихся вихрей съ вертикальной осью, а не обратно. Этими именно областями опредѣляется по Эхольму величина возникающаго затѣмъ въ данной области градиента давленія, а вмѣстѣ съ нимъ и сила обусловленнаго послѣднимъ вѣтра.

Методъ Гильбера основывается на изученіи вѣтровъ въ области барометрическаго минимума въ связи съ величиною градиента давленія. Практически выработавъ свой методъ, Гильберъ выступилъ на международномъ конгрессѣ въ Льежѣ (Бельгія, 1905 г.) съ своимъ рѣшеніемъ задачи о предсказаніи погоды, и, показавъ на практикѣ успѣшность его приложенія, по единогласному рѣшенію жюри, среди котораго были Л. Ротчъ, Тейссеравъ-де-Боръ, получилъ премию. Изучая связь вѣтра съ градиентомъ и измѣненія вихрей среднихъ широтъ въ зависимости отъ нея, Гильберъ пришелъ къ выводу трехъ основныхъ правилъ для предсказанія погоды.

Первое правило Гильбера состоитъ въ томъ, что *всякая депрессія (область пониженнаго давленія), вызывающая вѣтры съ силой, болѣе или менѣе быстро выполнится*. На синоптической картѣ вѣтры обыкновенно даются въ шкалѣ Бофорта (ср. стр. 207), для перевода которой на метры въ секунду можно баллы этой шкалы прямо умножить на 2. Исслѣдованія для средней Европы и окружающихъ ее морей показали, что отношеніе между силой вѣтра въ метрахъ въ секунду и величиною градиента давленія для Европейскихъ минимумовъ очень близко къ 4. Для шкалы Бофорта это отношеніе будетъ слѣдовательно въ круглыхъ цифрахъ около 2. Поэтому вѣтеръ, сила котораго на синоптической картѣ равняется удвоенной величинѣ градиента давленія, будетъ по Гильберу *нормальнымъ*; всякій другой, для котораго отношеніе силы къ величинѣ вызывающаго его градиента больше или меньше 2, по Гильберу — вѣтеръ *аномальный*.

Минимумъ барометрическій сопровождается обыкновенно аномально сильными вѣтрами. Но такие вѣтры никогда не наблюдаются по всей окружности около центра вихря: по крайней мѣрѣ съ одной стороны вѣтры будутъ или нормальные, или аномально слабые. *Депрессія будетъ всегда, по второму правилу Гильбера, перемѣщаться по пути наименьшаго сопротивленія*, — именно въ сторону этихъ болѣе слабыхъ вѣтровъ. Вѣтры аномально

сильные представляют собою какъ бы барьеръ для нея, и она всегда движется въ ту сторону, гдѣ барьеръ этотъ образуетъ разрывъ.

Дальше Гильберъ вводитъ понятіе о *вѣтрахъ расходящихся*, обозначая этимъ терминомъ вѣтры, дующіе въ области депрессіи въ направленіи обратномъ тому, которое они должны были бы имѣть подѣ дѣйствіемъ данного центра низкаго давленія. Область такихъ расходящихся вѣтровъ будетъ всегда, по Гильберу, областью наименьшаго сопротивленія.

Наконецъ *повышеніи давленія происходятъ по направленію, перпендикулярному къ очень сильнымъ вѣтрамъ, и идетъ страна на лѣво, приблизительно усилившіеся вѣтры заставляютъ повышаться давленію лѣва*:—такъ это третье правило Гильбера.

Перечисленные три правила представляютъ собою сущность метода Гильбера. Итъ возможности входить здѣсь во всѣ дальнѣйшія детали Гильберовскаго метода, для ознакомленія съ этимъ вопросомъ во всей его полнотѣ можно только интересующихся отослать къ книгѣ Гильбера, посвященной этому методу.

Что касается теоретическаго обоснованія и истолкованія приведенныхъ правилъ, то, какъ уже было указано, Гильберъ пришелъ къ ихъ выводу чисто синоптическимъ путемъ.—только на основанія анализа картъ погоды. Теоретическія изысканія по поводу метода Гильбера привели Брюнеса къ выводу, что правила эти возможно связать съ основными свойствами вихрей съ вертикальной осью. Не стоятъ эти правила въ противорѣчіи и со всѣмъ тѣмъ, что было и въ настоящей книгѣ сказано о физической природѣ этихъ вихрей и объ основныхъ причинахъ ихъ перемѣненія. А эти факты заставляютъ уже думать, что Гильберъ безъ теоретическихъ представленій,—чисто проникновеніемъ, глубоко заглянулъ въ сущность того явленія, которое представляетъ собою одинъ изъ первичныхъ факторовъ погоды въ широтахъ, по преимуществу обитаемыхъ культурнымъ человѣчествомъ.

XIII. Климатъ.

105. **Основные типы климата.** Климатъ—какъ среднее, нормальное состояніе атмосферы для различныхъ мѣстностей—опредѣляется совокупностью всѣхъ метеорологическихъ факторовъ,—суммою всѣхъ периодическихъ и непериодическихъ ихъ измѣненій: это прямо слѣдуетъ изъ самаго понятія о немъ. Для составленія себѣ яснаго представленія о климатѣ даннаго мѣста нужны, конечно, прежде всего тѣ нормы, около которыхъ происходятъ измѣненія всѣхъ основныхъ, важнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ. Для составленія такихъ нормъ приходится прибѣгать къ вычисленію многолѣтнихъ, *нормальныхъ* среднихъ за продолжительные промежутки времени. Чѣмъ длиннѣе взятый для составленія такой средней рядъ наблюденій, тѣмъ надежнѣе эта норма¹⁾.

¹⁾ При этомъ можетъ естественно возникнуть вопросъ, какой же продолжительности нуженъ рядъ, прежде чѣмъ получать нормы изрѣшивъ его?

Но одним такими нормами климат данного мѣста не можетъ быть охарактеризованъ: ясно выдѣляя періодическія колебанія элементовъ, нормы совершенно не даютъ представленія о размѣрахъ и частотѣ колебаній неперіодическихъ. Въ своихъ мѣстахъ были рассмотрѣны тѣ величины, которыми можно определить *все возможныя* измѣненія элементовъ и частоту (повторяемость) такихъ измѣненій. Для болѣе полной характеристики климата важно еще не только *измѣнчивость* элементовъ. Подъ этимъ терминомъ понимаютъ обыкновенно разности отъ дня къ дню между ежедневными величинами данного элемента, напр. температуры, — за опредѣленный моментъ (часъ) или промежутокъ (день); знакъ разности не принимается при этомъ во вниманіе.

Основнымъ факторомъ, опредѣляющимъ климатъ данного мѣста, является, конечно, солнечная радиация. Количество энергии, приходящееся на долю каждаго пункта, опредѣляется географическимъ его положеніемъ на земной поверхности. Въ зависимости отъ условій освѣщенія данного мѣста солнечными лучами въ различные моменты дня и года этотъ притокъ энергии и создаетъ основныя черты такъ называемаго *солнечнаго климата*. Если бы не существовало другихъ условій, известнымъ образомъ измѣняющихъ дѣйствіе этого солнечнаго климата, то по отношенію къ круговороту лучистой энергии, получаемой съ солнечными лучами, весь земной шаръ можно было бы, какъ это уже и было указано въ статикѣ атмосферы, раздѣлить на пять неравныхъ по своимъ размѣрамъ климатическихъ областей: тропическую, двѣ умеренныхъ (среднія широты) и двѣ полярныхъ. Подъ вліяніемъ неравномернаго распределенія водъ и суши по земному шару по первымъ, въ зависимости затѣмъ отъ топографическихъ особенностей суши, отъ растительнаго покрова, одѣвающей земную поверхность, наконецъ въ связи съ положеніемъ мѣста относительно центровъ дѣйствія атмосферы, солнечный климатъ испытываетъ рядъ измѣненій, дающихъ широкій просторъ для построения различныхъ классификацій климатическихъ

рядъ не превышала бы въ которой напередъ заданной величины. Но будучи здѣсь въ теченіе разсмотрѣнія этого вопроса можно только замѣтить, что теорія вероятностей даетъ возможность точно отвѣтить на такой вопросъ. Въ каждомъ частномъ случаѣ рѣшеніе будетъ опредѣляться, кромѣ заданной напередъ величины вероятности, еще средней измѣнчивостью данного элемента и суммой ихъ отклоненій отъ нормы, раздѣленной на продолжительность періода. Такимъ образомъ пасторъ Вилла показалъ, что, если нужно получить среднюю годовую температуру съ вѣроятною погрѣшностью не превосходящею 1 то нужно, напр., рядъ на 100 дней для Петербурга не менѣе 41 года, для Риги не менѣе 64 дня Орлеана не менѣе 21 года. Для элементовъ съ болѣею измѣнчивостью продолжительность періода больше и обратно.

областей. Но, такъ какъ въ основу этихъ дѣлѣйшихъ классификацій берутся уже обыкновенно признаки, болѣе или менѣе далекие отъ упомянутыхъ основныхъ, замѣченныхъ глубокими чертами, какъ таковыя, самую природою, то до сихъ поръ не установлено еще общепринятой, подробно, до деталей разработанной классификаціи климатовъ, обнимающей все наблюдаемое разнообразіе этихъ замѣненій. Поэтому климатология, — въ лицѣ лучшихъ своихъ представителей, — и не пошла вообще далѣе основныхъ, типическихъ климатическихъ областей. Давая по мѣрѣ возможности надежныя наблюденія тамъ, гдѣ это возможно, даже детальную климатическую съемку земного шара, — настоящую *климатографію* (швар, въ т.т. II—III классической климатологии Ханна — *Handbuch der Klimatologie*), — она тѣмъ не менѣе не отходитъ отъ этихъ основныхъ типовъ климата.

Такими основными типами, какъ уже указывалось, слѣдуетъ считать области или поясы, замѣчаемые солнечнымъ климатомъ: тропическій, умѣренный (среднихъ широтъ), полярный. Положеніе мѣста относительно суши и воды даетъ далѣе климаты материковый (континентальный) и морской. Въ связи съ рельефомъ местности приходится различать еще климаты горъ отъ климата равнинъ.

Въ статикѣ атмосферы была въ самыхъ краткихъ чертахъ дана характеристика этихъ основныхъ типовъ климата. Теперь снова придется подробнѣе рассмотреть ихъ главнѣйшія особенности. Но прежде необходимо, конечно, еще разъ вспомнить основныя черты солнечнаго климата для различныхъ точекъ земного шара.

Солнечный климатъ. Опредѣляемый исключительно инсоляціею даннаго пункта, солнечный климатъ, строго говоря, будетъ зависеть только отъ положенія этого пункта относительно солнца. Но условія освѣщенія солнечными лучами будутъ вполнѣ одинаковыми для всѣхъ точекъ, лежащихъ въ одной и той же широтѣ и равно удаленныхъ и отъ экватора, и отъ полюсовъ. Поэтому совершенно съ такою же степенью точности можно сказать, что *солнечный климатъ данной точки земной поверхности будетъ опредѣляться ея широтою.*

Вспомнивъ главные факты, характеризующіе вращеніе земли около оси и вокругъ солнца (съ наклономъ оси суточного вращенія къ плоскости эклиптики въ $23\frac{1}{2}^\circ$), можно разсчитать количествъ энергіи, приносимыя солнечными лучами на земную поверхность въ любой моментъ (стр. стр. 42—43). Если за единицу принять то количество энергіи, которое получаетъ единица горизонтальной земной поверхности за 1 сутки въ день равноденствія на экваторѣ, то количество энергіи за годъ для различныхъ широтъ, предполагая полную прозрачность атмосферы, выразится цифрами:

широта	0° (экв.)	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	85°	90° (пол.)
колич. энергіи	350	345	331	308	277	240	199	166	150	145

Эта табличка характерно отбъивает влияние наклона лучей къ принимающей ихъ поверхности; помяну за годъ получаетъ 41.4°, того, что приходится на экваторъ.

За сутки количество энергии мѣняется, въ зависимости отъ положенія мѣста для различныхъ точекъ земной поверхности, въ еще болѣе широкихъ предѣлахъ. Слѣдующая табличка (срвни также черт 12, стр. 43) даетъ количества энергии, получаемыя за одинъ ясный день каждымъ квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности для разныхъ широтъ въ различные моменты года. Количество энергии, получаемое за сутки экваторомъ въ день равноденствія, принято за 1000.

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
колич. энергии:										
въ равноденствіе	1000	987	940	868	768	643	500	342	174	0
въ зимнее солнцестояніе	917	797	659	507	348	191	54	0	0	0
въ лѣтнее солнцестояніе	917	1015	1087	1132	1152	1149	1137	1175	1241	1250
тоже, принявъ во вниманіе потощеніе атмосферою	432	497	540	569	554	523	472	406	350	347

Последняя строка даетъ наглядное предствленіе о томъ, что изъ получаемой солнечной энергии доидеть до земной поверхности послѣ того, какъ солнечные лучи проникнуть черезъ земную атмосферу.

Тропическій климатъ. Эта климатическая область лежитъ по обѣ стороны экватора до тропиковъ (23½° широты) и занимаетъ около 0.40 всей земной поверхности. Вслѣдствіе тѣхъ особенностей, которыми характеризуется движеніе земли около оси и вокругъ солнца, на экваторѣ (—и только здѣсь) день всегда равенъ ночи и продолжительность инсоляци въ теченіе сутокъ всегда одинакова. По мѣрѣ удаленія отъ экватора постепенно начинаютъ расти неравенство между днемъ и ночью въ различныя времена года и въ тропикахъ оно уже, оставаясь сравнительно еще небольшими, достигаетъ однако замѣтной величины. наибольшая продолжительность лѣтняго дня здѣсь 13.4 часа, наименьшая зимняго— 10.4. Точно также в полуденное zenithное разстояніе солнца на экваторѣ мѣняется въ предѣлахъ отъ 0 до 23½°, и только въ тропикахъ отъ 0° до 47°, косинусъ этой величины, которымъ опредѣляется наибольшая за сутки величина радиаци, въ предѣлахъ этихъ угловъ мѣняется еще медленнѣе и меньше, чѣмъ самый уголъ. Поэтому, какъ уже было указано въ своемъ мѣстѣ, при большихъ суточныхъ колебаніяхъ въ притокѣ лучистой энергии, а вмѣстѣ съ нею и въ температурѣ, замѣненія той и другой въ теченіе года отъ дня къ дню очень не велики и годовыя колебанія температуры воздуха малы. Отсюда *основная климатическая черта этого пояса—большая правильность и равномерность погоды*. Въ Батавіи напр. (ср. стр. 120—122) годовыя колебанія температуры не превышаютъ 1°.1 (разность между среднимъ самого теплаго и самого холоднаго мѣсяца), тогда какъ суточные колебанія ея 6°.5. На сѣверной части о-ва Суматры годовое колебаніе температуры—всего 0°.2; для Конго (центр. Африка)—0°.7, тогда какъ суточные колебанія температуры здѣсь—до 8°.

Высокая температура воздуха въ тропической области сопровождается большою абсолютною и относительною влажностью. Это обиліе паровъ вмѣстѣ съ постоянно высокою температурою дѣлаетъ климатъ тропиковъ чрезвычайно тяжелымъ для жителя среднихъ широтъ. Параллельно съ правильностью температурныхъ колебаній идутъ измѣненія и другихъ факторовъ погоды.

Вѣето лѣтнихъ и зимнихъ температуръ времена года здѣсь опредѣляются съ необычайной правильностью вѣтрами и осадками. На картахъ распредѣленія давления (стр. 232—234, черт. 102 и 103) уже было отмѣчено существованіе области слабого давления на экваторѣ, а въ главѣ о переищеніяхъ атмосферы (стр. 276) была указана типичная для этого пояса циркуляція воздушныхъ массъ. Область пониженнаго давления, расположившаяся по сѣ стороны термическаго экватора и нѣсколько сѣвернѣе экватора географическаго, — сравнительно узкая (не болѣе 5° по дугѣ меридіана) полоса наивысшихъ на земномъ шарѣ температуръ, это — область въ тоже время экваторіальнаго затишья, большой сравнительно облачности (— особенно въ послѣполуденные часы) и интенсивныхъ осадковъ. Параллельно съ годовымъ движеніемъ солнца она перемѣщается вѣстѣ съ термическимъ экваторомъ то въ сѣверу, то къ югу отъ своего средняго положенія. По обѣ ея стороны расположены совершенно правильныя системы вѣтровъ, — пассаты, доходящіе до затропическихъ областей повышеннаго давления. Границы этихъ чрезвычайно постоянныхъ по своему направленію вѣтровъ вѣстѣ съ передвиженіемъ экваторіальной области пониженнаго давления также нѣсколько смѣщаются (ср. стр. 287) параллельно съ годовымъ движеніемъ солнца. Этими-то передвиженіями и опредѣляется для тропическаго пояса наступленіе дождливаго или сухого сезона.

Ясная, сухая погода, вачиная отъ областей затропическаго максимума давления, господствуетъ и въ области типично выраженныхъ пассатовъ. При переходѣ къ области экваторіальнаго затишья и въ этой послѣдней ясная, сухая погода смѣняется пасмурною, дождливою. Большая облачность и дождь, однако, наблюдаются только въ опредѣленные (послѣполуденные) часы. Движенія этой области вызываютъ въ соответствующихъ широтахъ ясно выраженный годовоі ходъ осадковъ съ двумя максимумами около равноденствій и главнымъ минимумомъ лѣтомъ. Это распредѣленіе осадковъ характерно отражается и на растительности этой области: богатѣйшая растительность въ дождливое время года смѣняется полнымъ выгораніемъ и исчезновеніемъ ея въ сухое время года или тамъ, гдѣ количества осадковъ малы.

Полярный климатъ. Незначительная по размѣрамъ (всего 0,08 земной поверхности) и доходящая отъ полюса до полярнаго круга (66½° шир.), полярная область — противоположность по отношенію къ инсоляціи области тропической. Типичною чертою тропической области являлось то, что полуденное солнце, — по крайней мѣрѣ однажды за годъ въ полдень достигая зенита, — не отходить отъ него далеко и во всю остальную часть года. Здѣсь, — въ полярной области, — по крайней мѣрѣ одинъ день въ году (зимнее солнцестояніе) — оно не показывается надъ горизонтомъ, но за то также по крайней мѣрѣ однажды въ году (лѣтнее солнцестояніе) оно и не заходитъ совсѣмъ. Полуденное зенитное разстояніе солнца смѣняется здѣсь въ теченіе года въ предѣлахъ отъ 66½° до 90°¹⁾. Эта основная климатическая черта полярной области, опредѣляющая колебанія въ инсоляціи, здѣсь наблюдаемая, кладетъ типичнѣйшій отпечатокъ и на весь климатъ полярной области, являющейся въ противоположность тропикамъ областью очень малыхъ суточныхъ и чрезвычайно большихъ и рѣзкихъ годовыхъ колебаній температуры. Такъ — для бухты Лэди Франклинъ (на с.-з. Гренландіи) суточные колебанія температуры въ среднемъ годовомъ всего 1.4, тогда какъ разность между средними температурами наиболѣе теплаго и

1) Точнѣе до 113½°.

холоднаго мѣсяцевъ доходить до 43°.5: для Сагастья (устье Лены, в. Сибирь) тѣже величины соответственно 2.7 и 42.6

Не смотря на значительную инсоляцию въ теченіе лѣтняго періода полярное лѣто имѣетъ, однако, низкую температуру: вся получаемая съ солнечными лучами энергія тратится на плавленіе огромныхъ массъ льда, скопавшихся за продолжительную полярную зимнюю ночь и достигающихъ большой мощности. Почва за лѣто оттаиваетъ только на незначительную глубину; температура оттаявшаго слоя поднимается, однако, вполне достаточно для того, чтобы развились типичная полярная растительность и даже дала плоды. При январскихъ температурахъ воздухъ отличается бѣдностью водяныхъ паровъ. Отсутствіе осадковъ и отсутствіе облаковъ восходящихъ токовъ. Обычная форма облачности — туманъ (слоистыя формы облаковъ), при которомъ воздухъ наполненъ рѣющимися ледяными иглами.

Эта однообразная картина полярнаго климата нарушается только въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ теплыя течения омываютъ берега полярнаго материка или острововъ.

Климатъ среднихъ широтъ. Область среднихъ широтъ, занимающая 0.52 всей земной поверхности, начинается отъ тропиковъ и доходитъ до полярныхъ круговъ. Какъ въ области, промежуточной между тропической и полярною, полуденное солнце здѣсь уже никогда не бываетъ въ зенитѣ, а вблизи полярныхъ круговъ въ зимнее солнцестояніе почти не поднимается надъ горизонтомъ: во и подъ горизонтомъ, какъ въ полярной области, оно никогда въ теченіе сутокъ не остается. Мѣняется сверхъ того въ значительныхъ предѣлахъ здѣсь и продолжительность дня и ночи отъ лѣта къ зимѣ. Инсоляция среднихъ широтъ является такимъ образомъ какъ бы промежуточною между областями тропической и полярными. Вслѣдствіе этого уже должно наблюдаться въ этихъ широтахъ значительное разнообразіе въ периодическихъ измѣненіяхъ метеорологическихъ элементовъ. Въ дополненіе къ этому разнообразію периодическихъ колебаній и неперіодическихъ измѣненій метеорологическихъ элементовъ въ этихъ широтахъ отличаются и наибольшую частоту, и наибольшую интенсивность. Вотъ—причины, которыя кладутъ на климатъ среднихъ широтъ такой разнообразный отпечатокъ это—климатъ, представляющій всѣ переходы отъ тропическаго къ полярному, — климатъ, не легко поддающійся точной характеристикѣ, — климатъ, который приходится опредѣлять для каждаго даннаго пункта средними и крайними значеніями метеорологическихъ элементовъ и ихъ повторяемостью.

Въ самомъ дѣлѣ въ среднихъ именно широтахъ наблюдались и наивысшія, и наинизшія около земной поверхности температуры на земномъ шарѣ. Здѣсь находится и долина Смерти (Калифорнія) съ ея наивысшими температурами до 58° въ тѣни,—съ средними температурами сутокъ до 46° 4 и съ средними температурами Іюля въ 38° 9 и Августа 38° 2. Въ этой же области, — около сѣверной ея окраины,—лежитъ и Верхоянскъ (вост. Сибирь) съ наинизшею температурою въ—67° 8, съ средними температурами Января — 50° 5 и Декабря — 47° 0.

Типичною чертою климата этихъ широтъ является существованіе достаточно рѣзко отграниченныхъ другъ отъ друга временъ года. Затѣмъ это — область западныхъ вѣтровъ, создающихъ типичное для этихъ широтъ вообще убываніе осадковъ съ запада на востокъ вглубь материка, равно какъ и типичное перемѣщеніе атмосферныхъ вихрей въ томъ же направленіи.

Материковый и морской климатъ. На стр. 140 настоящей книги было отмѣчено, что основнымъ дѣятелемъ, нарушающимъ правильность обіѣна тепло-вой энергіи на земной поверхности и въ атмосферѣ, является неравнобѣрное

распределение твердых и жидких масс на земной поверхности. При обзорѣ географическаго распределенія давленія (стр. 234) также выяснилось, что материкъ, при преобладаніи излученія всегда охлажденный сильнѣе, чѣмъ окружающія его водныя поверхности, неизмѣнно является областью повышеннаго давленія, и обратно, — области повышеннаго давленія сдвигаются съ материковъ на водоемы при преобладаніи инсоляціи. Это различное отношеніе суши и водъ къ обмѣну тепловой энергіи идетъ еще глубже и кладетъ своеобразный отпечатокъ на климатъ мѣста въ зависимости отъ того, преобладаютъ ли вблизи его суша или водоемы.

Основное различіе между материковымъ и морскимъ климатомъ лежатъ именно въ сглаживающемъ разности колебаній для метеорологическихъ элементовъ влияніи водныхъ массъ. *Материковый климатъ* — климатъ съ рѣзкими и сильными суточными и годовыми колебаніями температуры, а за нею и другихъ элементовъ; *морской климатъ*, наоборотъ, — климатъ малыхъ суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры.

Прекрасный примѣръ того, какъ влияетъ положеніе мѣста наблюденія относительно суши и океана, даетъ Ханьчъ. Въ слѣдующей табличкѣ приведены данныя для ряда пунктовъ, лежащихъ очень близко къ сѣв. параллели 52°, для полной сравнимости въ табличкѣ температуры приведены къ одной и той же высотѣ (100 м. н. у. м.).

Названіе мѣста	Дополнительно		Средняя температура		Амплитуда колеб.
	Гринвича.	года.	января.	юля.	
Валенсія . . .	10. ⁰³ в.	10. ⁰¹	6. ⁰⁸	14. ⁰⁰	7. ⁸
Запада. Германія	7.2 в.	9.0	1.1	17.3	16.2
Варшава . . .	21.0 *	7.2	— 4.3	18.5	22.8
Курскъ . . .	36.2 »	5.2	— 9.9	19.2	29.2
Оренбургъ . . .	55.1 »	3.3	— 15.4	21.6	37.0
Зап. Сибирь . . .	80.2 »	2.9	— 17.5	22.6	40.1

Какъ примѣръ влиянія суши и водъ на суточные колебанія температуры — можно, по Ханьчу, привести два пункта въ широтѣ около 43°: въ среднемъ годовомъ амплитуда суточныхъ колебаній для Лезини (долг. 16.⁰⁴ В. отъ Гринв.) 3.⁰⁰, для Нукуса (долг. 5.⁰⁶ В.) 11.⁰⁸ Изъ чиселъ предыдущей таблички ясно видно, что сравнительно съ находящимися на той же широтѣ подъ влияніемъ моря пунктами, *влияніе материка на климатъ мѣста выражается въ болѣе рѣзкомъ и значительномъ пониженіи зимнихъ температуръ, чѣмъ въ повышеніи лѣтнихъ*: слѣдствіемъ этого является *пониженіе средней годовою температуръ по мѣрѣ удаленія отъ береговъ въглубь материка.*

Вода и нагревается, и охлаждается медленнѣе, чѣмъ суша при тѣхъ же условіяхъ: поэтому запаздываніе въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ — особенно въ годовомъ ходѣ, — для материковыхъ пунктовъ всегда меньше, чѣмъ для морскихъ. Такъ какъ замѣтное охлажденіе суши излученіемъ начинается въ среднихъ широтахъ уже съ осени и нагреваніе воды, какъ только что упомянуто, происходитъ медленнѣе, чѣмъ для суши, то осенью вообще въ материковомъ климатѣ холоднѣе весны, въ морскомъ, — обратно, — весна холоднѣе осени.

Параллельно съ указанными измѣненіями хода температуры подъ влияніемъ суши или водоемовъ идутъ и другія явленія, связанныя съ температурою. Такъ продолжительность морозовъ (число дней подъ рядъ съ минимальною тем-

нературою ниже (1°) растеть вглубь материка—сначала по мѣрѣ удаленія отъ береговъ быстро, затѣмъ медленнѣе. По Ханну напр. число такихъ дней для сѣв. широты 50° мѣняется слѣдующимъ образомъ.

	Кельвъ Триръ,	Прага,	Кюль,	Кимплицъ,	Уральскъ,	Семипала- тинскъ.
Долгота (В. отъ Гр) . . .	6,7	14,4	30,5	45,4	56,3	80,2
Продолжительн. морозовъ . . .	0	61	117	137	148	162

Точно также время замерзанія рѣкъ наступаетъ съ углубленіемъ въ континентъ все ранѣе, а время вскрытія все позднѣе,—и продолжительность ледяного покрова на рѣкахъ растеть. По Ханну, напр., для сѣверн. широты 52°—53°:

	Венецья Бремена	Висла	Волга,	Обь.	Амуръ.
Долгота (В. отъ Гр)	8,8	18,5	48,0	83,8	140,7
Замерзаніе	2 янв.	26 дек.	9 дек.	9 ноябр.	9 ноябр.
Вскрытіе	1 февр.	1 мар.	18 апр.	26 апр.	20 мая.
Продолж. ледян. покрова . . .	29	64	130	168	192

Наконецъ съ температурными измѣненіями подѣ влияніемъ водъ или суши тѣсно связанъ снѣговой покровъ, еще усиливающий влияние материка въ зимніе мѣсяцы. Въ своемъ мѣстѣ (стр. 201—202) было уже указано на то влияние, какое вызываетъ наличность этого покрова на температуру и другіе метеорологическіе элементы, такъ что здѣсь нѣтъ необходимости возвращаться къ этому вопросу.

Водоемы земного шара служатъ, какъ это уже упоминалось, главнымъ источникомъ водяныхъ паровъ въ атмосферѣ. Поэтому совершенно повѣрно, что по мѣрѣ удаленія отъ береговъ внутрь материка абсолютная влажность должна падать. Однако, по замѣчанію Ханна, внутри наибольшихъ материковъ,—даже въ пустыняхъ,—абсолютная влажность больше, чѣмъ можно было бы думать: испареніе смачиваемой осадками почвы, рѣкъ, озеръ и растительнаго покрова въ значительной степени сглаживаетъ это уменьшеніе. Когда эти послѣдніе источники испаренія отсутствуютъ (—зимою),—и разности рѣче измѣненіе абсолютной влажности внутрь материка зимою больше, чѣмъ лѣтомъ; этому же, конечно, содѣйствуютъ и понижающіяся вглубь материка зимнія температуры. Относительная влажность, въ большей степени зависящая отъ температуры, чѣмъ абсолютная, убываетъ также вглубь материка, но медленнѣе, чѣмъ первая. Слѣдующая таблица по Ханну даетъ прѣимѣръ сказаннаго для сѣв. широты 48°—49°.

Названіе мѣста	Долгота		Абсол. влажность:		Относит. влажность:		
	В. отъ Гр	годъ	зима	лѣто	годъ	зима	лѣто.
Парижъ	2,3	7,5	5,0	10,3	79	86	73
Вѣна	16,4	7,1	3,7	11,1	76	83	70
Елисаветградъ	32,3	6,6	3,1	10,9	75	86	33
Дуганъ	39,3	6,4	2,8	10,7	70	81	60
Иргязь	61,3	5,1	1,6	9,6	70	82	45

Относительной сухости внутри материка соответствует и сравнительно меньшая, чѣмъ вблизи водоемовъ облачность, особенно—лѣтомъ. Такъ по Ханну для той же сѣв. широты 48'—49⁰ средняя облачность:

название мѣста.	Парижъ.	Вьна.	Дуганъ	Црглаъ
годъ	5.9	5.8	5.9	4.4
зима	6.9	7.0	7.5	5.4
лѣто	5.1	4.8	4.4	3.5

Наконецъ и количество, и повторяемость осадковъ также убываютъ внутри материка, но довольно неправильно здѣсь влияют уже въ значительной степени топографическія особенности мѣстности, вѣтры, направление горныхъ цѣпей и т. д.

Горный климатъ. Климатъ высотъ,—по мѣткому замѣчанію Траверта,—сходенъ въ извѣстной степени съ морскимъ: значительно нагреваемая и охлаждающаяся поверхность почвы въ послѣднемъ случаѣ отсутствуетъ,—въ горныхъ же мѣстахъ она есть, но отодвинута настолько далеко отъ точки наблюдения, что ея влияние въ значительной мѣрѣ слагивается. Поэтому здѣсь запаздыванія въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ,—какъ и въ морскомъ климатѣ, больше, чѣмъ у подножій горы, суточные и годовыя амплитуды температурныхъ колебаній уменьшены по сравнению съ этимъ подножіемъ, весна относительно холодна, осень—тепла. Рѣчь идетъ, конечно, объ отдѣльныхъ горахъ: при этомъ главное влияние на климатъ здѣсь принадлежитъ не абсолютной высотѣ точки наблюдения надъ уровнемъ моря, а относительному возвышенію сравнительно съ окружающею мѣстностью.

На высотахъ нагорьяхъ, напротивъ,—именно вълѣдствіе того, что съ увеличеніемъ высоты надъ уровнемъ моря выпадъ наиболѣе поглощающій лучистую энергію нижній слой атмосферы, инсоляція повышена и амплитуды суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры увеличены.

Типичною чертою климата значительныхъ высотъ является наличность снѣгового покрова. При паденіи температуры по мѣрѣ возвышенія надъ земною поверхностью высота, на которой температура опустится до 0°, будетъ найдена тѣмъ ниже, чѣмъ ниже температура у поверхности почвы. Поэтому изотермальная поверхность съ температурою 0° будетъ надъ экваторомъ выше, а вблизи полюса ниже, чѣмъ въ среднихъ широтахъ. Точно также въ данномъ пунктѣ она зимою должна быть ниже, лѣтомъ—выше, чѣмъ весной и осенью. Въ зависимости отъ этого для горъ будетъ измѣняться высота, на которой можно встрѣтить границу снѣговой линіи (ср. стр. 202) т. е. сплошного снѣгового покрова. Такъ какъ плавление снѣга поглощаетъ много тепла, то движеніе снѣговой линіи значительно запаздываетъ сравнительно съ упомянутыми перемѣненіями нулевой изотермы. Вообще, чѣмъ континентальнѣе климатъ, тѣмъ значительнѣе колебанія нулевой изотермы и тѣмъ выше граница снѣговой линіи.

Другая типичная черта климата значительныхъ высотъ (—особенно на горіи)—упомянутая уже ранѣе повышенная инсоляція и малая облачность.

Наконецъ уменьшенное давленіе на значительныхъ высотахъ являющееся даже причиною горной болѣзни, дѣлающей эти высоты необитаемыми для не приспособившагося человѣческаго организма, составляетъ третью типичную особенность горнаго климата.

106. **Климатъ Россіи.** Въ общемъ курсъ метеорологіи нѣтъ возможности вдаваться въ подробную климатическую характеристику различнымъ частей земного шара. Для русскаго читателя полезно однако въ самомъ бѣгломъ обзорѣ познакомиться съ важнѣйшими климатическими чертами той территоріи, которая занята Россіею.

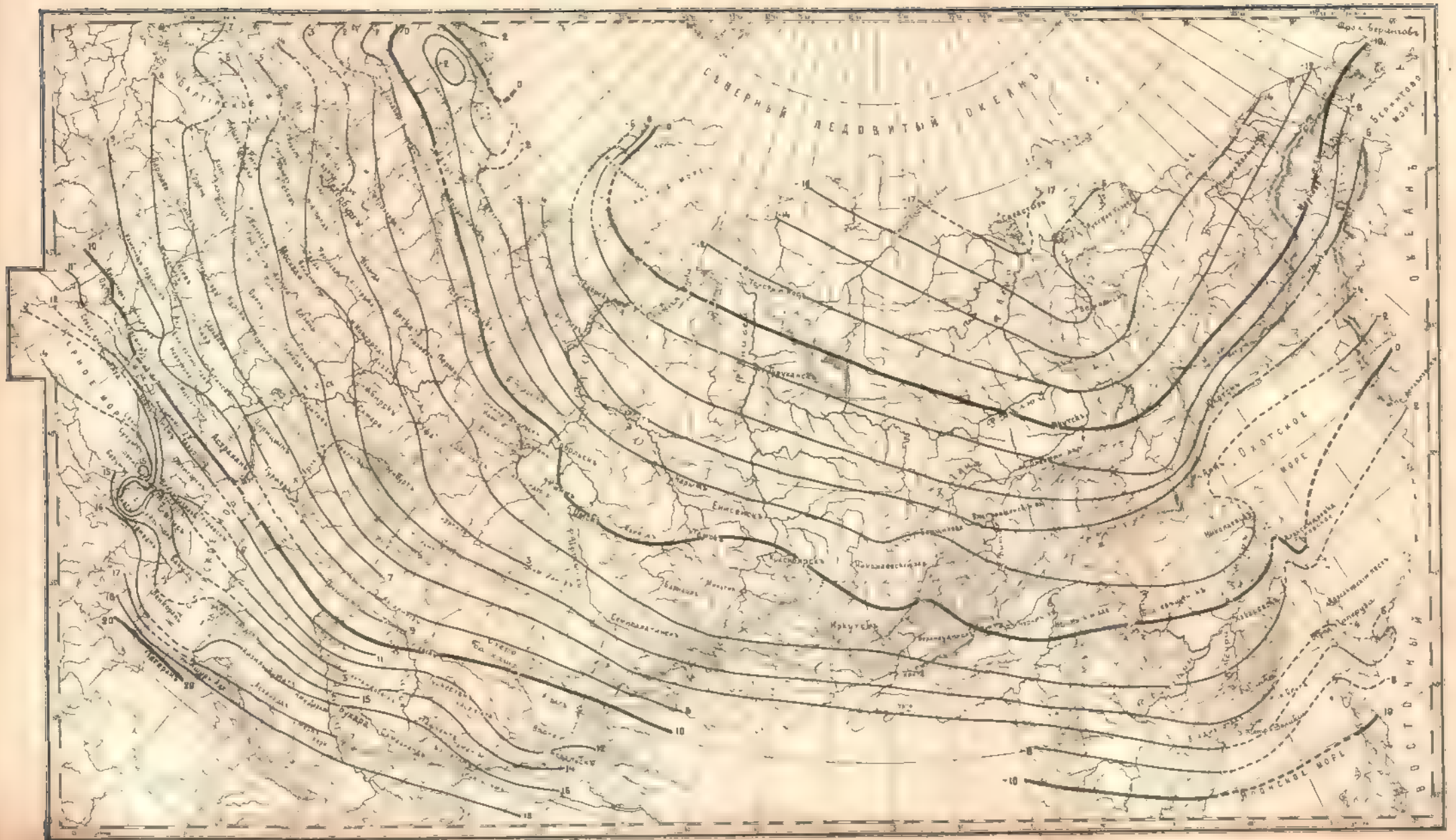
При обширности территоріи, занятой Россіею (— почти $\frac{1}{6}$ всей суши), и разнообразіи ея строения климатъ ея не можетъ не представлять очень большіхъ различій; при этомъ въ Азиатской ея части разнообразіе несравненно больше, чѣмъ въ Европейской Россіи. Съ сѣверо-запада отъѣленная отъ Атлантическаго океана только узкимъ Скандинавскимъ полуостровомъ и Балтійскимъ моремъ, на востокъ она непосредственно соприкасается съ Тихимъ океаномъ, занимая по долготѣ пространство почти въ 170° . Въ направленіи меридіана отъ 35° с. ш. (въ Закаспійской области) она далеко заходитъ за Сѣверный полярный кругъ (до 77° сѣв. ш.), захватывая по дугѣ меридіана свыше 40° . При такихъ протяженіяхъ территорія эта охватываетъ почти половину двухъ материковъ (Европейскаго и Азиатскаго). Отсюда уже совершенно ясно, что на такомъ обширномъ пространствѣ можно встрѣтить всевозможныя измѣненія климата, — отъ почти тропическаго — до полярнаго, отъ чистаго почти морскаго — до самаго тишинаго континентальнаго. И дѣйствительно, — самый бѣглый обзоръ подчеркиваетъ характерно это разнообразіе.

Такъ какъ главная часть территоріи, занимаемой Россіею, лежитъ все-таки въ среднихъ широтахъ, то въ общемъ, говоря объ ея климатѣ, пришлось бы, конечно, повторять въ значительной мѣрѣ то, что было уже сказано о климатѣ этихъ широтъ или о климатѣ морскомъ и континентальномъ. При обзорѣ климатовъ морскаго и континентальнаго въ таблицахъ уже и приведены нѣкоторыя данныя, характеризующія климатъ Россіи.

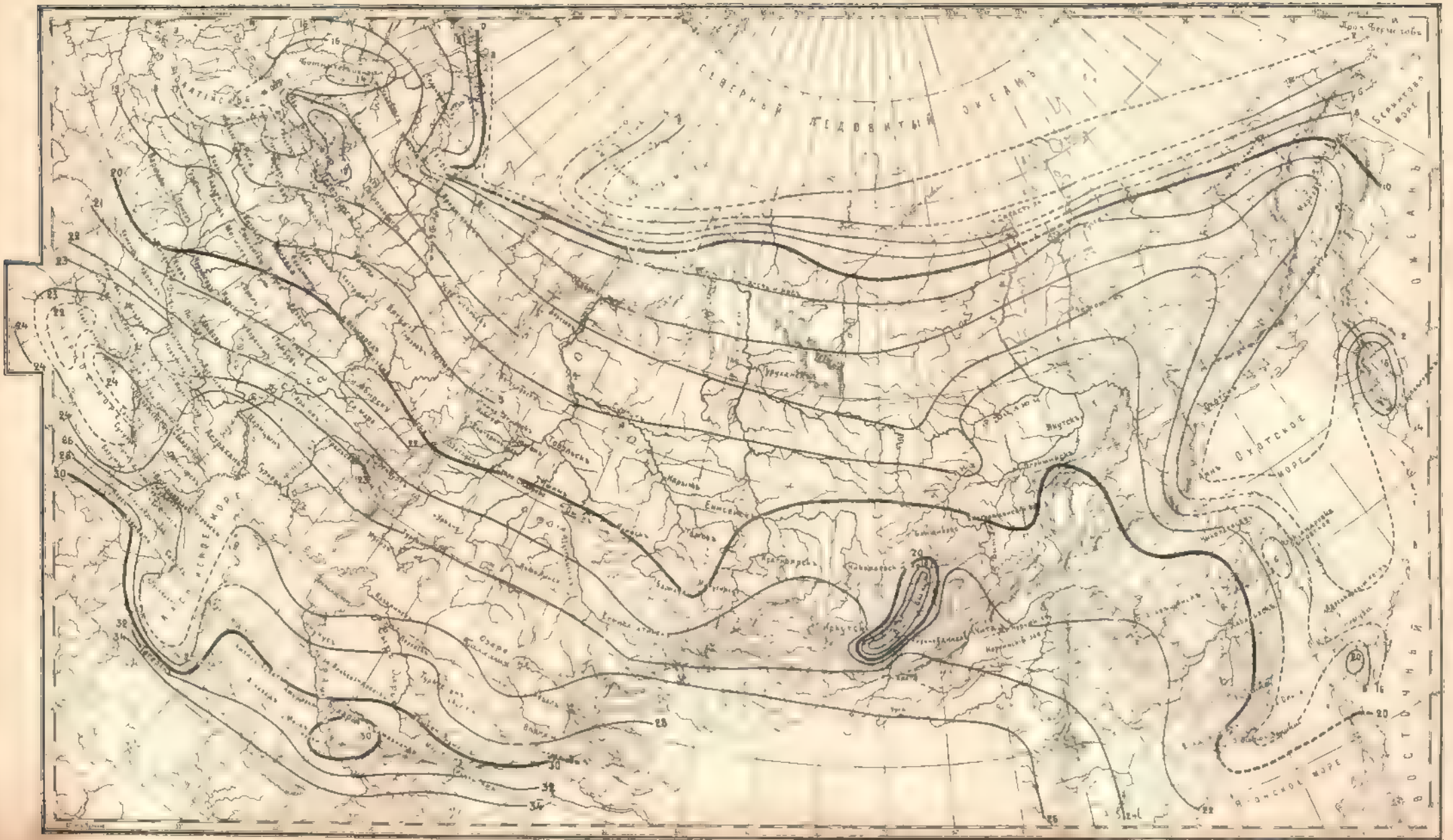
Среднія годовыя температуры на территоріи Россіи колеблются отъ -17° (— на крайнемъ С.-В. Сибири) до $+17^{\circ}$ (въ Закаспійской области)¹⁾, какъ это можно видѣть на приложенной картѣ (черт. 184) по ходу годовыхъ изотермъ. За дѣтше мѣсяцы, какъ и слѣдуетъ ожидать въ материковомъ климатѣ, разницы между температурами меньше (см. карту июльскихъ изотермъ черт. 185) отъ 10° (въ Закаспійской области) до 2° (изотерма идетъ по всему сѣверу Россіи) Зимой крайности температуры больше, какъ это видно и на картѣ (черт. 186) январскихъ изотермъ, температура выше 2° въ Закаспійской области, а около Верхоянска она падаетъ до -50° . По годовымъ амплитудамъ температуры (см. приложенную карту на черт. 187) Сибирь превосходитъ всѣ другія мѣстности земного шара. Разность между самымъ холоднымъ и самымъ теплымъ мѣсяцемъ чуть не для половины Сибири превышаетъ 50° , а въ долинахъ Лены и соседнихъ рѣкъ она доходитъ до 60° — 65° . По направленію къ западу и югу отсюда амплитуды эти уменьшаются и на берегахъ Балтійскаго и Чернаго морей, равно какъ и на Мурманѣ онѣ не превосходятъ 18 — 19° .

Количество осадковъ, выпадающихъ въ Европ. Россіи за годъ, колеблется между 150 — 650 мм., за исключеніемъ юго-западныхъ предгорій Кавказа, гдѣ оно мѣстами доходитъ до 2000 мм. Наименьшее количество выпадаетъ въ Ара-

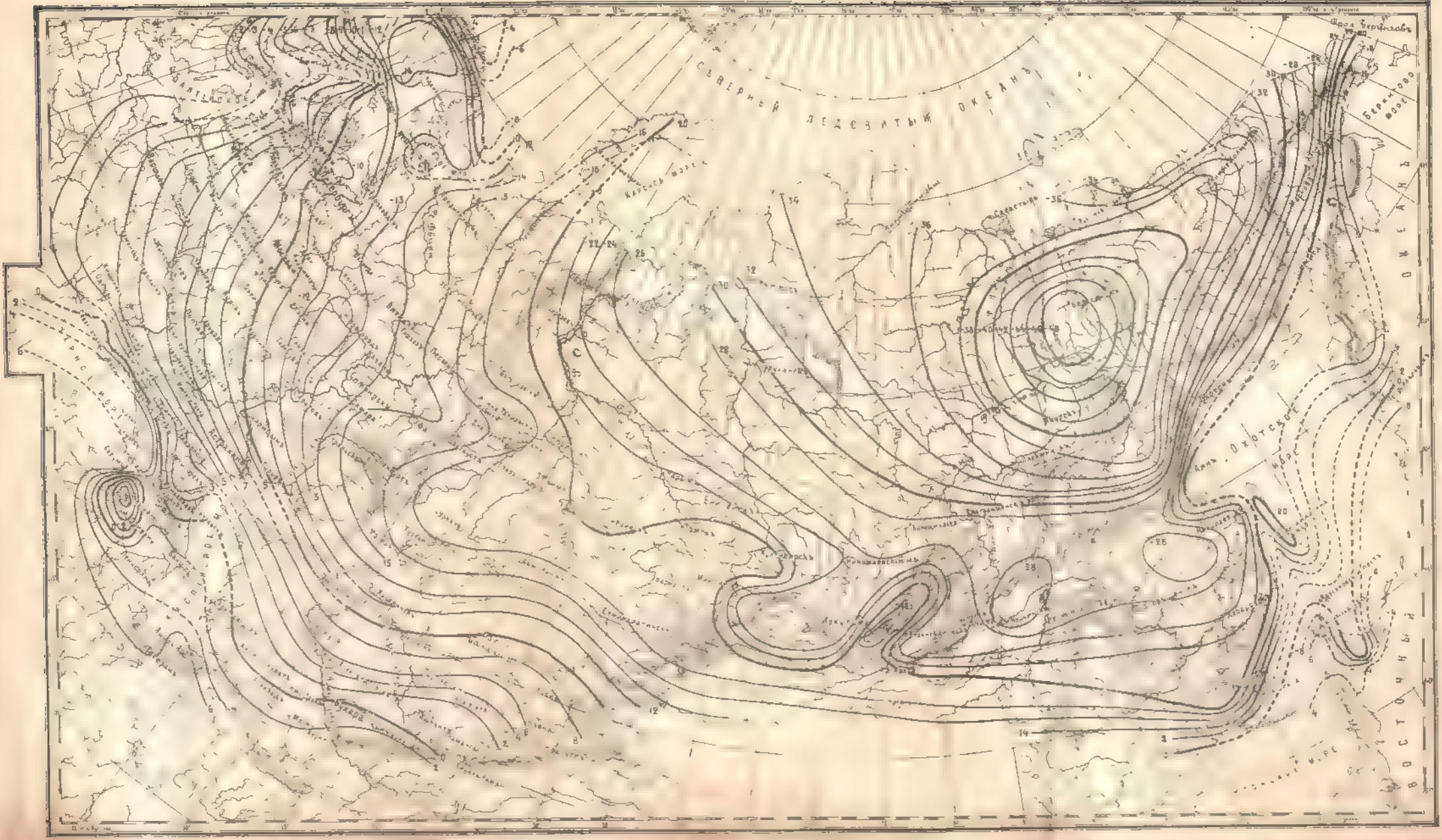
¹⁾ Не приводя совершенно здѣсь таблицъ (небольшія данныя приведены выше — см. климатъ среднихъ широтъ), я имѣю возможность, благодаря любезности Ю. М. Шовальскаго, Е. А. Гейнца, В. А. Владова и И. К. Надбыча привести климатическія карты для важнѣйшихъ элементовъ въ Зап. О. Геогр. т. XLVII.



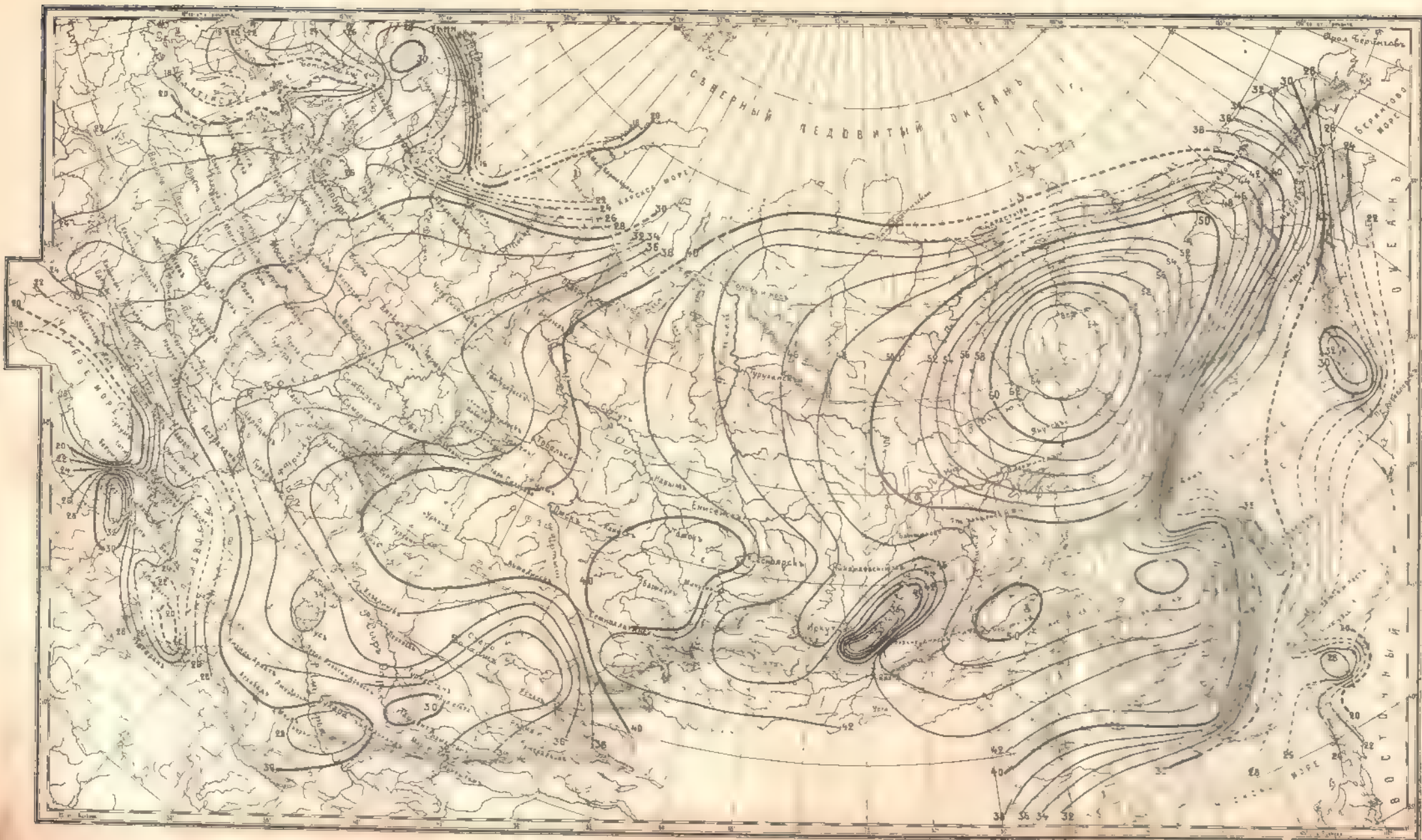
Черт. 184 Средняя температура в градусах Цельсия для России



Черт. 185. Изобилы температуры июля для России



Черт. 180. Средня температура января для Россіи



Черт. 187 Амплитуды температуры воздуха для России по разностям июля и января

до-Каспійскихъ степяхъ (къ югу отъ Аральскаго моря — менѣе 100 мм. въ годъ), гдѣ, кромѣ того, и лѣто очень жарко, и воздухъ очень сухъ. Менѣе 300 мм. выпадаетъ еще на южномъ Поволжьѣ, въ степяхъ къ югу отъ Дона и въ сѣверной части Крыма. Бѣдень осадками и весь сѣверъ Европ. Россіи и Сибири внутри Мурманскаго полуострова и на береговыхъ равнинахъ всего сѣвера Сибири количество осадковъ менѣе 200 мм. за годъ. На всеиъ остальномъ пространствѣ Европ. Россіи количество осадковъ — не менѣе 300—450 мм. Сибирь вообще бѣднѣе осадками: наибольшія количества ихъ за годъ здѣсь наблюдаются на берегахъ Тихаго океана (западный берегъ Охотскаго моря и югъ Камчатки—800—1000 мм.), для большей же части Сибири годовое количество осадковъ не превосходитъ 500 мм.

Что касается времени, когда выпадаетъ всего болѣе осадковъ, то максимумъ этотъ почти во всей Европ. Россіи приходится на лѣто: на сѣверѣ (за 60° с. ш.) въ августѣ, въ средней Россіи (до 50°—53° с. ш.) — въ юлѣ, южнѣе — въ июнѣ. Для Сибири максимумъ осадковъ падаетъ тоже на лѣто: въ западной Сибири — на мѣсяцы Іюнь (южнѣе) или Іюль (сѣвернѣе), для восточной — на Іюль-Августъ. Исключеніемъ изъ этого являются Закавказье (максимумъ — въ Маѣ), Закаспійскій край (максимумъ — Мартъ-Маѣ) и узкая полоса по восточному берегу Чернаго моря (съ максимумомъ въ декабрь-Январь). Наименьшее количество осадковъ для большей части Россіи падаетъ на зиму или равную весну (Январь-Апрѣль). Для Европ. Россіи годовое количество осадковъ представлено на приложенной картѣ (черт. 188).

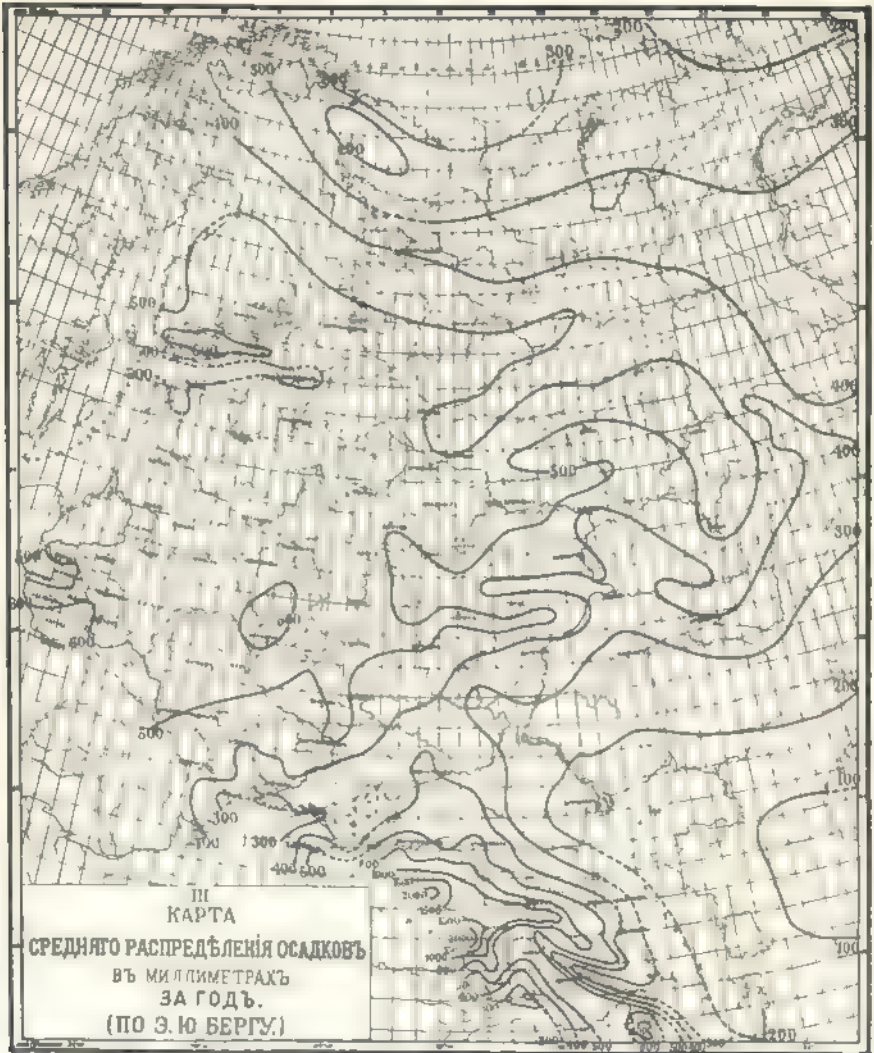
Среднее количество дождя, выпадающее за одинъ дождливый день лѣтомъ, больше всего въ юго-западной полосѣ Европ. Россіи и отсюда убываетъ какъ въ сѣверу, такъ и къ югу, и юго-востоку. Наименьшее количество дождя за одинъ дождливый день наблюдается въ Арало-Каспійской степи. Осадки теплыхъ мѣсяцевъ носятъ различный характеръ въ разныхъ частяхъ Россіи. Чѣмъ дальше отъ центра на сѣверъ и западъ, тѣмъ чаще бываютъ обложные дожди, чѣмъ дальше на югъ и востокъ, тѣмъ болѣе преобладаютъ короткіе ливни съ грозами, захватывающие сравнительно незначительныя пространства.

Число дней съ осадками въ течение года распределяется такимъ образомъ. Въ центральной Россіи и сѣвернѣе Москвы оно — свыше 160 дней за годъ, точно также оно болѣе 100 и въ средней части Сибири. Отсюда и къ сѣверу, и къ югу число годовыхъ дней съ осадками убываетъ и въ Закаспійской области падаетъ ниже 80 за годъ, на сѣверномъ побережьи оно также опускается ниже 120 за годъ. Карта (черт. 189) даетъ представленіе, какъ оно мѣняется въ Европ. Россіи.

Ни въ одной странѣ зимою не наблюдается снѣжнаго покрова на такихъ огромныхъ пространствахъ и такой мощности, какъ въ Россіи: — явленіе, имѣющее громадное значеніе въ жизни страны. Снѣжный покровъ достигаетъ значительной мощности и равномерности только въ сѣверной половинѣ Европ. Россіи. Южнѣе Москвы, начиная съ Курской губерніи, снѣжный покровъ уже и не такъ pravidelenъ и равномеренъ даже средя зимы. Еще болѣе это наблюдается къ юго-востоку, гдѣ бываютъ морозы при безснѣжьи, и на западной окраинѣ. Привагаемыя карты (черт. 190 и 191) даютъ количество осадковъ за годъ выпадающее въ видѣ снѣга, и число дней въ году со снѣговымъ покровомъ (продолжительность этого покрова).

Абсолютная влажность въ среднемъ годовомъ колеблется отъ 11,0 мм. (въ южной части восточнаго побережья Чернаго моря и на южномъ берегу Кас-

ийского моря) до 25 мм. (на северо-востокъ Сибири). Зимой она падаетъ въ среднемъ мѣсячномъ до 0.1 мм. на обширныхъ равнинахъ сѣвера Сибири, лѣтомъ возрастаетъ до 18 мм. въ среднемъ за мѣсяцъ на южныхъ берегахъ Чернаго и Каспійскаго морей, до 5 мм. на крайнемъ Сѣверѣ Сибири.

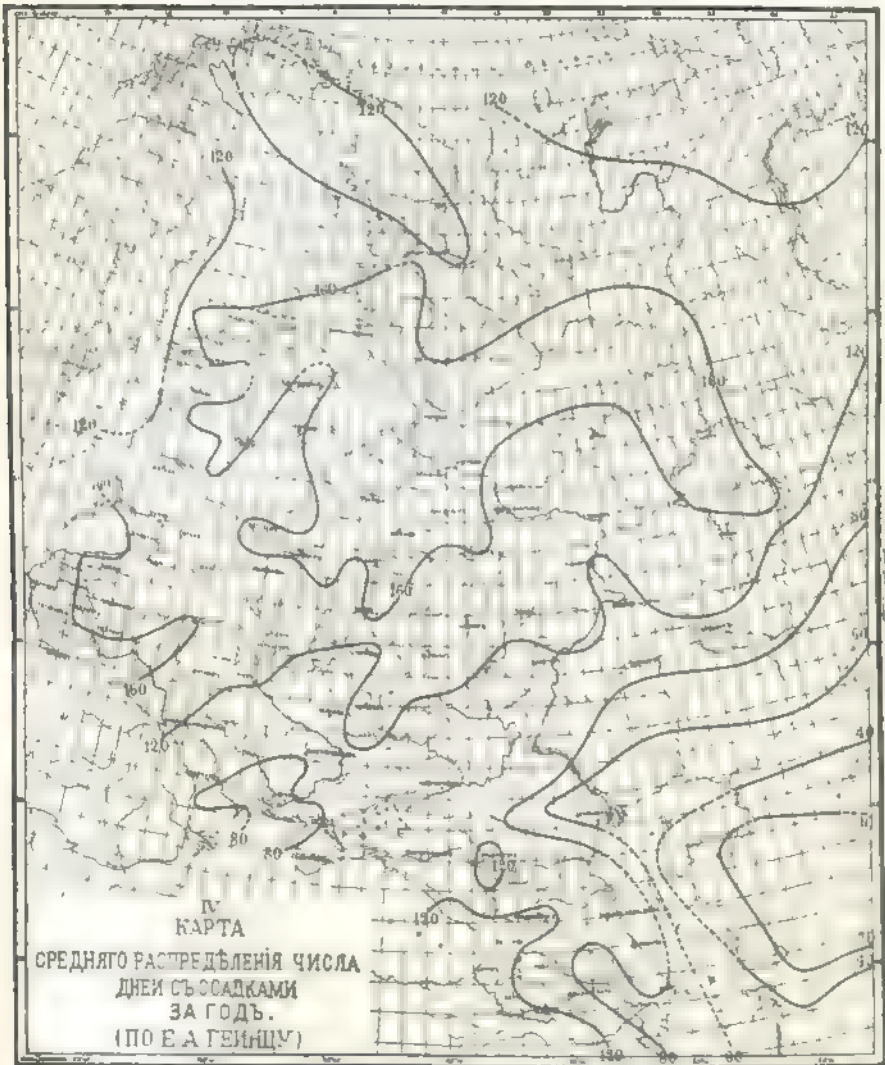


Черт. 188 Средняя высота осадковъ въ мм. за годъ.

Относительная влажность сравнительно велика вообще въ среднемъ за годъ (70—80%), обуславляясь до 50% въ Закаспійской области, увеличиваясь выше 85% на берегу Ледовитаго океана. Наименьшая ея величина наблюдается вообще въ югѣ (до 25%), въ среднемъ за мѣсяцъ въ Закаспійской области), ниже

70° для южной половины России и выше 70° для северной; а на берегу Ледовитого океана она летом подымается выше 90°.

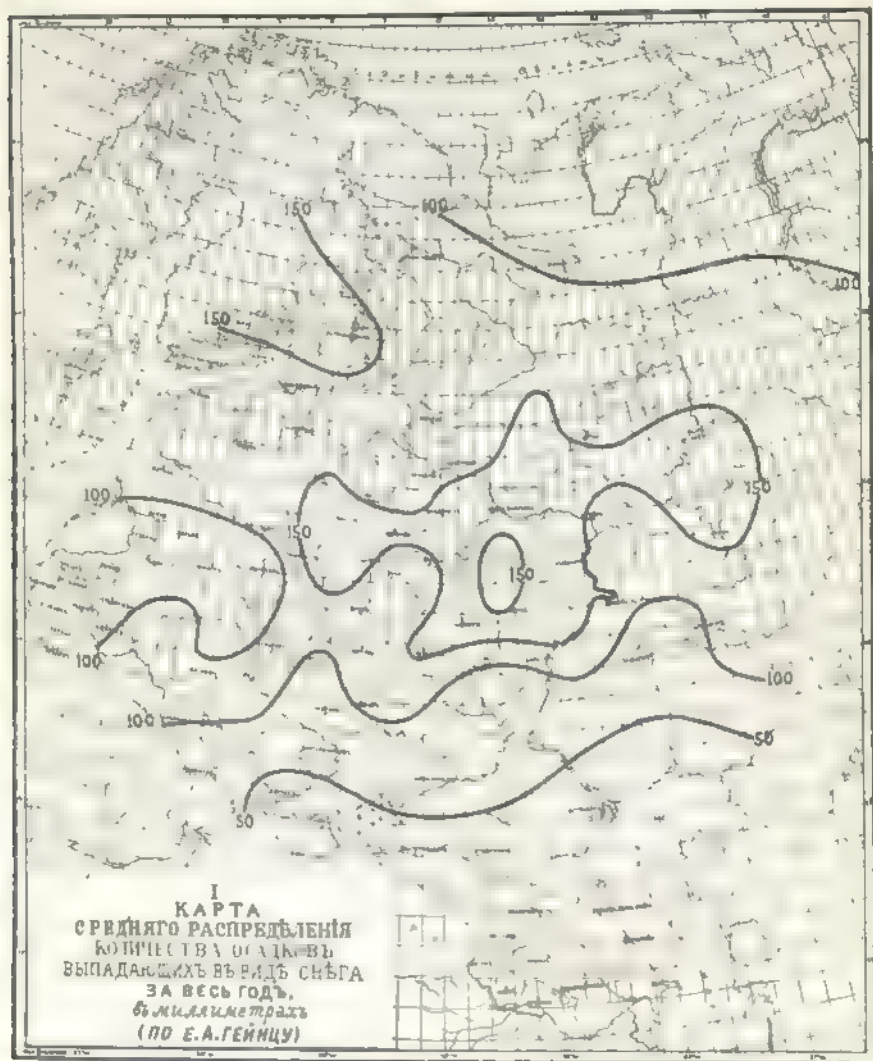
Относительно направления ветров Европ. Россию можно разбить на две области. Первая, — с преобладающими влажными и теплыми SW ветрами, —



Черт. 124 Среднее число дней с осадками за годъ

обнимает северную и большую часть средней России: ветры эти здесь — результат низкого давления на севере Европы. Вторая область, — юг России, — с преобладающими восточными сухими холодными ветрами с ноября по мартъ, летом здесь преобладают западные и северо западные ветры.

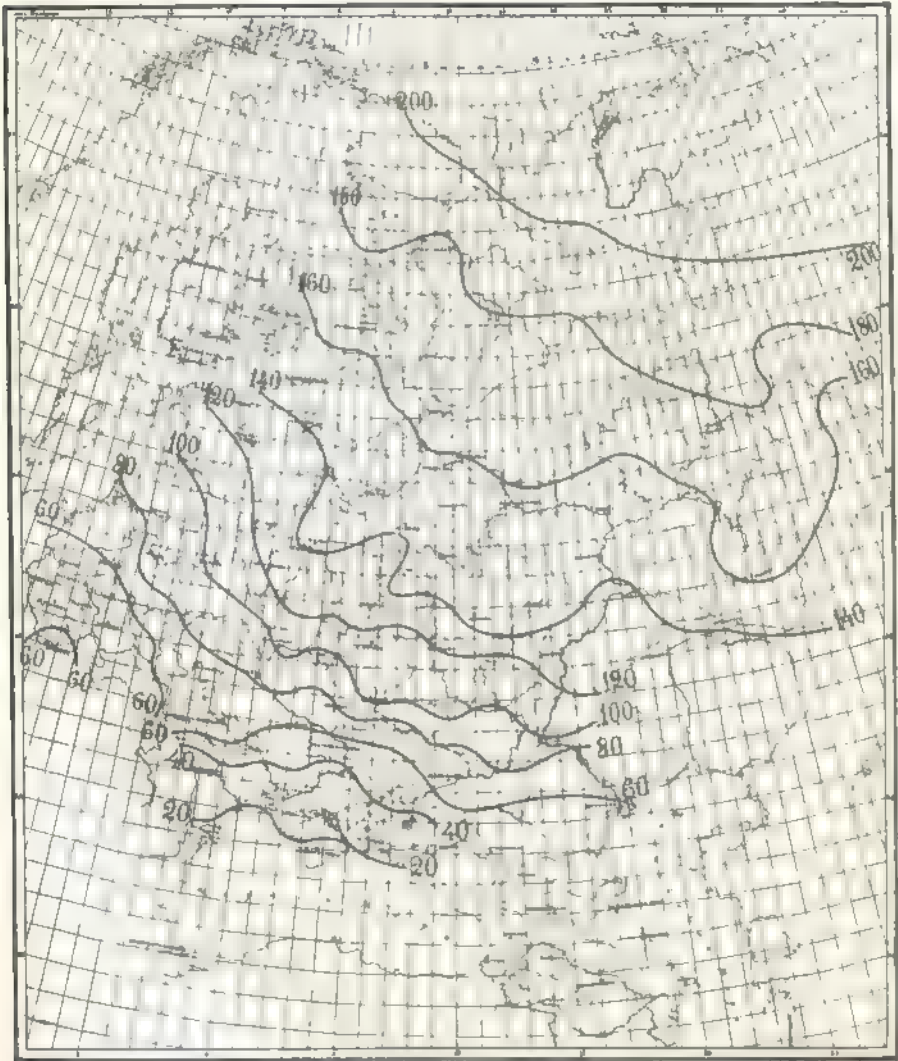
Облачность въ большей части Европ. Россіи около 2% , въ среднемъ годовомъ, наибольшая зимою. Къ югу облачность меньше, разность между сѣверной и южной половиной страны особенно велика въ лѣтніе мѣсяцы (юль—октябрь). Къ юго-востоку облачность еще болѣе уменьшается и въ Туркестанѣ она уже въ среднемъ годовомъ не превосходитъ 0.3 .



Черт. 190 Среднее количество осадковъ въ видѣ снѣга за годъ въ мм.

107. **Малыя отклоненія климата въ зависимости отъ мѣстныхъ причинъ.** Непосредственныя метеорологическія наблюденія произвошія въ данномъ пунктѣ, метеорологическія данныя, заимство-

ванны из соответственных изданий, или наконец метеорологические атласы дают возможность составить себе общее понятие о главных климатических чертах данной местности. При этом



Черт 191. Среднее число дней съ снѣговымъ покровомъ для Европейской Россіи по В. А. Власову.

точно же возникает однако вопрос, что же именно дают такія наблюдения или цифры, для характеристики какого же именно района можно ими пользоваться, вопрос, пмбющий достаточно

глубокое значение и в научном, и в практическом отношении. При развитии в настоящее время запросов опытного дела в области сельскохозяйственной и лесной к метеорологии, при стремлении связать работы на культурах с климатическими данными нельзя пренебрегать обсуждением этого вопроса и метеорологические данные можно и должно использовать только тогда, когда они могут дать ответ на поставленный запрос.

Было бы ошибочно думать, что метеорологические наблюдения *въ одномъ какомъ-либо пунктѣ* даютъ точную до деталей климатическую картину известнаго района, окружающаго этотъ пунктъ. Метеорологические элементы в зависимости отъ ряда условий такъ изменчивы въ пространствѣ, что иногда уже на незначительныхъ разстояніяхъ могутъ получаться для нихъ такія разности, которыя существеннымъ образомъ изменяютъ климатическую характеристику двухъ сравнительно очень близкихъ пунктовъ. Главную роль, конечно, играютъ въ этихъ измененіяхъ деятельный слой, принимающий и трансформирующий далѣ лучистую энергию или ее теряющий излученіемъ, и условия обмена воздуха около пункта наблюдения. Известное значеніе сыграть и высота пункта наблюдения надъ земною поверхностью и надъ деятельнымъ слоемъ, какъ бы ни мало эта высота разилась на первый взглядъ для обоихъ пунктовъ.

Желая по метеорологическимъ наблюдениямъ составить себѣ представленіе о климатическихъ особенностяхъ интересующаго насъ почему-либо пункта, необходимо ясно учитывать эту изменчивость климатическихъ чертъ в зависимости отъ обстоятельствъ, характерныхъ для избраннаго участка.

Нѣсколько примѣровъ въ поясненіе сказаннаго лучше всего покажутъ, какого порядка могутъ быть сдѣланы ошибки, если не обратить достаточнаго вниманія на эту изменчивость климатическихъ данныхъ въ пространствѣ.

Большинство наблюдательныхъ метеорологическихъ пунктовъ приурочено къ городамъ,—и это совершенно понятно, если принять во вниманіе тѣ удобства, которыя на лицо въ городѣ по отношенію къ выбору наблюдающаго персонала, къ доставкѣ, установкѣ и исправленію портящихся инструментовъ. Между тѣмъ уже теоретически ясно, что городъ съ его жилища и отапливаемыми зданіями, съ его мощеными улицами, съ его фабриками и заводами, съ тѣми массама дерева и камня, которыя пошли на его постройки, долженъ имѣть свой климатъ, существенно отличающійся отъ климата окрестностей. Дѣйствительно,—наблюденія въ такихъ городахъ, гдѣ функционируютъ станции чисто городскія параллельно съ станціями на окраинахъ или на вдалекѣмъ разстояніи отъ города въ его окрестностяхъ, убѣдительно подтверждаютъ, что городъ,—по крайней мѣрѣ большой,—обладаетъ специфическою атмосферою. Такъ въ Петербургѣ, гдѣ за послѣднее время ведутся надежныя наблюденія въ 3 пунктахъ, оказалось, что для Главной Физической Обсерваторіи, находящейся вдалекѣ отъ центра города (ближе къ западной его окраинѣ) и среди застроен-

ной мѣстности, атмосфера обладаетъ меньшей прозрачностью, чѣмъ въ окрестностяхъ. Радиация, одновременно измѣряемая здѣсь и въ Павловскѣ (въ 25 в. къ Ю. отъ города), оказалась въ среднемъ на 17° „ меньше здѣсь, чѣмъ въ Павловскѣ, колебания зависятъ отъ вѣтра: при N—вѣтрахъ разница доходитъ до 28° „, при W—вѣтрахъ она падаетъ до 10° „ измѣряемой величины; осенью она наибольшая, лѣтомъ—наименьшая. Цифры эти понятны, если принять во вниманіе ту массу дыма и копоти, которую выбрасываютъ въ воздухъ трубы огромнаго города и которая способствуетъ конденсаціи паровъ въ осенніе и зимніе мѣсяцы.

Очень рельефно сказалось влияние города на *среднія* температурахъ воздуха. За десятилѣтіе 1888—1897 гг. среднія температуры оказались:

	Годъ.	Январь.	Іюль.	Сентябрь.
Главная Физическая Обсерваторія.	3.99	-8.79	17.56	10.18
Лѣсной Инст. (С. В. окраина города)	3.48	-9.34	17.08	9.38
Павловскъ ¹⁾	3.37	-9.52	16.90	9.23

Внутри города, слѣдовательно, средняя годовая выше, зима и лѣто теплѣе, чѣмъ за городомъ,— и это—при наличности большой рѣки (Невы), прорѣзывающей весь городъ в развѣтвляющейся здѣсь на множество рукавовъ и каналовъ, и Финскаго залива, непосредственно примыкающаго къ городу съ Запада. А эти водныя массы, казалось бы, должны были смягчать температуры лѣта въ городѣ по сравненію съ удаленными отъ нихъ окраинами. Зимой при наличности ледяного покрова ихъ влияние, само собою разумѣется, мало, если не вовсе отсутствуетъ.

Несравненно еще сильнѣе влияние города выражается, конечно, на абсолютныхъ максимумахъ и минимумахъ температуры. Такъ наблюдались напр. въ 1892 г. и 1906 г. слѣдующія цифры:

	минимальная темп. 25/хп 1892; 12 п 1906;	максимальная темп. 15/VI 1906.
Главн. Физ. Обсерваторія	-33°7	25°2
Лѣсной Институтъ	-41.4	23.0
Павловскъ	-39.5	25.4
Фарфор. зав. (на Ю. В. окраинѣ города)	—	25.2

Для сравненія можно привести цифры для Москвы за періодъ 1893—1897 гг.

	Среднія за годъ.	Февраль.	Мая.
Межевой Инст. (близъ центра города)	4.1	-11.0	13.4
Сельско-хоз. Инст. (окраина)	3.7	-12.3	12.8

	Минимальная. 1/І 1906.	Максимальная. 1/VI 1906
Межевой Институтъ	-22.6	30.9
Сельско-Хоз. Институтъ	-26.1	28.9

¹⁾ 25 верстъ южнѣе Петербурга.

Точно такимъ же образомъ сказалось влияние города,—какъ и въ Петербургѣ, и для Берлина напр. гдѣ функционируетъ 6 станцій.

Само собою разумѣется, что вслѣдъ за температурою влияние города скажется и на другихъ метеорологическихъ элементахъ, но нѣсколько менѣе рельефно.

Но не одни только такіе факторы, какъ наличие большого города,—могутъ создать своеобразныя климатическія условия, несравненно меньшія на первый взглядъ обстоятельства кладутъ уже типическій отпечатокъ на эти условия. Такъ въ Великоавандольскомъ лѣсничествѣ (Екатеринос. губ.) термометры на разстояніи 6 верстъ, одинъ на лѣсной полянкѣ, другой въ степи, показали наивышшія температуры 17 --IX—1873: первый — 8.2, второй — 30.1. Въ окрестностяхъ Сочи (восточный берегъ Чернаго моря) въ 9¹/₂ ч. у. 29—XI 1893 температура воздуха въ тѣни была у моря 7.5, а въ 100 саж. отсюда,—на двѣ небольшой расщелины, лежалъ иней и наблюдался морозъ (0°). Въ долинахъ Кавказа, на берегу Чернаго моря, разности въ температурѣ склоновъ и долинъ на разстояніи нѣсколькихъ десятковъ сажень нередко превосходятъ 10°.

Въ Боровомъ опытномъ лѣсничествѣ (Самарской губ.) средняя температура поверхности почвы въ августѣ на поляхъ оказалась на 9° выше, а въ февралѣ на 0° 5 ниже, чѣмъ въ соседнемъ лѣсу. абсолютный минимумъ температуры для поверхности почвы здѣсь же: —40° 3 и —39° 0, абсолютный максимумъ: 68° 7 и 43° 3. Здѣсь же въ одномъ и томъ же лѣсу одновременныя наблюденія дали для температуры поверхности почвы цифры.

	лѣсъ.	кулиса.	лѣсоосѣка.
средняя за июль 1903.	20° 7	25.8	27° 5
наивышшая	40.2	50.0	—

Здѣсь же—на одной и той же лѣсоосѣкѣ въ 10 сажень ширины за июль 1905 г. для поверхности почвы:

	сѣверная сторона.	средина.	южная сторона.
средняя темп.	28° 1	27° 6	23° 4
средній минимумъ.	12.7	11.6	10.5
средняя въ 1 ч. дня.	39.4	38.7	27.4

Значительное влияние на климатическія данныя можетъ оказать высота пункта надъ поверхностью почвы, какъ бы ни казалась она близка для сравнимаемыхъ пунктовъ. Такъ напр., для Обсерватори Лѣсного Института оказались на башнѣ (выс. около 27 метр. надъ почвою) и внизу при одновременныхъ наблюденіяхъ 10—VII—1911 г. въ 9¹/₂ ч. веч.:

	Темпер.	Абс. влажн.	Отн. влажн.
на башнѣ	15° 4	6.6	50
на высотѣ 2 м.	12.2	8.0	75
около пов. почвы	10.7	8.5	90

Слѣдовательно.—обыватель, живущій на высотѣ 4—5 этажа, строго говоря, здѣсь уже находился бы въ климатическихъ условияхъ, не сравнимыхъ съ обитателями нижнихъ этажей. И действительно,—по вечерамъ въ лѣтнее время

вблизи поверхности почвы въ покрытой растительностью мѣстности воздухъ уже насыщенъ водяными парами вплоть до поземнаго тумана.

Наконецъ уже разница въ самомъ покровѣ, отдѣляющемъ поверхность почвы, можетъ существенно отозваться на температурныхъ условіяхъ мѣста. Такъ на Метеорол. Обсерваторіи Лѣснаго Института при наблюденіи температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха на разстояніи не болѣе 10 сажень въ 1904 г. получились цифры:

Юль 1904 г.	7 ч. у.	1 ч. д.	9 ч. в.	Средн. миним.	Абсол. миним.
надъ манжетками	12,4	17,6	8,4	3,9	—1,8
надъ снытью обыкн.	12,5	14,8	8,1	4,5	—1,2
на пов-сти почвы обнаж.	15,6	25,7	11,5	7,1	2,1
рядомъ покр.	11,3	19,0	11,6	7,3	4,2

Подобнымъ же образомъ въ паркѣ Лѣснаго Института, занимающемъ пространство около 50 десятинъ, въ 1905 году наблюдались слѣдующія минимальныя температуры при различныхъ условіяхъ растительнаго покрова и въ различныхъ условіяхъ насажденій. 6 Сент. 1905 г. за сутки минимальныя температуры отмѣчены:

небольшая поляна (мет. будка)	2,8
вблизи ея надъ манжетками	—2,0
» » » снытью	0,0
въ ботаническомъ саду	1,9
» дендролог. саду повыше	3,0
» » » въ низмяхъ	2,8
» явovýchъ насажденіяхъ	1,3
» новомъ питомникѣ	—0,8
» надъ каливою здѣсь же.	—4,8

Самое большое разстояніе между этими пунктами не превышаетъ 200 саж.

Точно такимъ же образомъ въ совершенно своеобразныхъ климатическихъ условіяхъ оказываются и сельскохозяйственныя или лѣсные культуры, какъ только онѣ образовали сплошной покровъ. Въ своемъ мѣстѣ (см. стр. 129, 160), да и здѣсь уже выше указывалось, насколько можетъ измѣняться подъ влияніемъ травяного или древеснаго покрова распредѣленіе температуры и влажности въ нижнихъ слояхъ воздуха. Въ дополненіе къ этому здѣсь только остается подчеркнуть еще, что различные роды растительнаго покрова—каждый по своему, индивидуально будутъ измѣнять это распредѣленіе температуры и влажностей по вертикали. Какъ примѣръ — можно привести еще наблюденія надъ влажностью воздуха на Плотянской опытной сельско-хозяйственной станціи (Подольской губ., Балтскаго у.). Одновременныя наблюденія здѣсь дали слѣдующія цифры въ среднемъ суточномъ для абсолютной и относительной влажности въ августѣ 1898 г.

Высота см.	150	100	50	150	100	50
Клеверъ: абс. вл.	11,2	10,1	10,0	—	—	—
» отн. вл.	54	49	49	—	—	—
Кукуруза: абс. вл.	12,6	11,2	11,2	12,0	11,7	12,0
» отн. вл.	62	57	54	44	42	41

Высота см.	150	100	50	150	100	50
Свекла: абс. вл.	14,4	14,3	15,7	17,3	17,5	15,0
» отн. вл.	54	54	60	54	54	50
Черный парь: абс. вл.	14,4	13,6	14,6	—	—	—
» » отн. вл.	49	47	48	—	—	—

До сих поръ была рѣчь о такихъ сравнительно еще мало въ пространствѣ мѣняющихся факторахъ, какъ температура и влажность. Для факторовъ, болѣе мѣнчивыхъ,—какъ осадки, и разности могутъ быть на небольшихъ уже разстояніяхъ относительно много больше. Какъ примѣръ — можно привести нѣсколько цифръ изъ параллельныхъ наблюдений въ такихъ близкихъ пунктахъ, какъ станціи Петербурга за июль 1906 г.

	Сумма за мѣс.	Наиб. за сутки.
		8/ви 1906.
Главн. Физ. Обсерв.	105,1 мм.	27,9 мм.
Лѣсной Институтъ	145,4 »	47,9 »
Павловскъ	87,8 »	12,4 »
Фарфоров. заводъ	91,8 »	29,4 »

Точно также для Москвы оказались за июнь того же 1906 г.

	Сумма за мѣс.	Наиб. за сутки.
		25/ви.
Межев. Инст.	44,0 мм.	7,2 мм.
Сельско-хоз. Инст.	70,5 »	25,6 »

Въ мѣстѣ «Бѣлый Колодезь» (Харьковской губ.) два дождемѣра на разстояніи нѣсколькихъ верстъ за июль 1895 г. дали суммы осадковъ. одинъ—121,1 мм., другой—18,2. На Казанскомъ опытномъ полѣ три дождемѣра, удаленные другъ отъ друга на 600 м., 14 іюня 1906 г. дали за сутки количества осадковъ: 26,1, 21,7 и 12,2

Приведенныхъ примѣровъ достаточно, чтобы видѣть, какъ существенно могутъ мѣняться въ зависимости отъ совокупности окружающихъ условий климатическіе факторы. Эти примѣры совершенно опредѣленно говорятъ, что въ зависимости отъ ряда условий температуры въ одномъ и томъ же по высотѣ слое воздуха на небольшихъ разстояніяхъ могутъ разниться на цѣлые градусы, временами даже и больше, то въ одну, то въ другую сторону; что влажность относительная будетъ точно также испытывать колебанія до десятковъ процентовъ; что колебанія осадковъ могутъ выражаться въ близкихъ пунктахъ десятками, временами сотнею миллиметровъ.

Эту-то мѣнчивость метеорологическихъ элементовъ въ пространствѣ въ зависимости отъ окружающихъ обстоятельствъ, какъ уже сказано ранѣе, необходимо непременно учитывать, когда желаютъ опереться на климатическія данныя. Слѣдуетъ твердо помнить, что развившіяся сельско-хозяйственныя культуры, — каждая въ

отдѣльности, — будутъ создавать условія, измѣняющія известнымъ образомъ метеорологическіе факторы: и эти факторы для каждой изъ нихъ будутъ не тѣ, какіе могутъ наблюдаться вблизи на сосѣднемъ черномъ парѣ или на дворѣ, окружающемъ метеорологическую станцію. На лѣсной полянѣ, въ лѣсномъ питомникѣ, на лѣсососѣвкѣ или въ защитной полосѣ посадокъ создадутся точно также для каждого случая специфическія условія и для дѣятельнаго слоя, и для обмѣна воздуха, которыя сдѣлаютъ метеорологическія условія здѣсь для каждого отдѣльнаго случая въ значительной мѣрѣ непохожими на таковыя же для сосѣдняго лѣсного массива или для сосѣднихъ полей.

Въ каждомъ данномъ пунктѣ метеорологическія наблюденія даютъ точную климатологическую характеристику только для этого именно пункта при наличности тѣхъ условій, при которыхъ они производятся. Всякое измѣненіе этихъ условій въ известной мѣрѣ наложитъ отпечатокъ и на цифры, получаемыя при этихъ наблюденіяхъ. Примѣняя эти цифры къ болѣе или менѣе близкимъ пунктамъ, слѣдуетъ всегда помнить, что погрѣшность, которую при этомъ можно сдѣлать, можетъ достигнуть довольно значительной величины. Точно также, пользуясь климатическими атласами или изданиями, надо помнить, что эти источники могутъ дать только достаточно грубую картину, которая можетъ оказаться достаточно далекой отъ того, что въ дѣйствительности дали бы метеорологическія наблюденія въ томъ или другомъ пунктѣ.

108. Измѣненія климата въ историческую эпоху. Когда идетъ рѣчь о климатѣ, совершенно естественно является рядъ вопросовъ, возникающихъ изъ самого понятія въ немъ. Остаются-ли тѣ нормы, которыми климатъ характеризуется, совершенно неизмѣнными за какой угодно продолжительности періодъ времени, или же онѣ, — а вмѣстѣ съ ними и климатъ, — испытываютъ известныя измѣненія? Если таковыя измѣненія существуютъ, то будутъ ли они правильными, или неправильными, односторонними, происходящими въ нѣкоторомъ опредѣленномъ направленіи, или периодичными? Если бы оказалось послѣднее, то каковъ періодъ? Наконецъ въ чемъ заключаются причины этихъ измѣненій? — Вотъ главнѣйшіе изъ этихъ вопросовъ.

Правильныя и планомѣрныя метеорологическія наблюденія начались такъ недавно, что на основаніи ихъ рѣшеніе этихъ вопросовъ затруднительно: въ немногихъ только пунктахъ наблюденія имѣютъ давность 100—150 лѣтъ. А между тѣмъ факты, научно установленные, — преимущественно геологіею, — опредѣленно гово-

рять, что измѣненія климата за тотъ періодъ жизни земного шара, который доступенъ изслѣдованію, несомѣнно имѣли мѣсто. Только въ измѣненіяхъ климата и можетъ заключаться причина, которая въ ледниковый періодъ вызвала образование мощныхъ ледяныхъ покрововъ, одѣвшихъ почти половину материка Европы и теперь исчезнувшихъ. Въ то же время періодическія колебанія уровня такихъ огромныхъ водныхъ бассейновъ, какъ Аральское море, періодическія колебанія границъ современныхъ ледниковъ и тому подобныя факты наводятъ на мысль, что періодическія колебанія основныхъ метеорологическихъ факторовъ и въ настоящее время, — хотя и не въ такомъ масштабѣ, какъ при переходѣ отъ ледниковой къ современной эпохѣ, — существуютъ.

Въ изученіи и всестороннемъ освѣщеніи фактовъ, которые могли бы дать опредѣленный отвѣтъ на намѣченные вопросы, приняли участіе выдающіеся изслѣдователи и въ области геологии, и въ области физики и метеорологии.

Первый, поставившій вопросъ о періодическихъ колебаніяхъ климата вполнѣ опредѣленно, на основанія всей совокупности накопленныхъ наукою материаловъ, былъ Брикнеръ. Анализируя метеорологическія наблюденія такихъ пунктовъ, гдѣ эти наблюденія имѣются за длинный рядъ лѣтъ для температуры, давленія, осадковъ, колебанія уровня озеръ, движенія ледниковъ, времени ледостава рѣкъ, сбора винограда, онъ пришелъ къ заключенію, что всѣ эти элементы обнаруживаютъ достаточно правильныя колебанія. Въ продолженіе опредѣленнаго періода холодныя годы — вмѣстѣ съ тѣмъ и влажныя, и дождливыя, теплыя годы — сухіе и холодныя. Рядъ холодныхъ и дождливыхъ годовъ смѣняется рядомъ теплыхъ и сухихъ, которые затѣмъ уступаютъ свое мѣсто опять холоднымъ и дождливымъ. Промежутокъ между холодными и влажными періодами, — точно также, какъ и между теплыми и сухими, — близокъ къ 35 годамъ; въ отдѣльныхъ случаяхъ этотъ промежутокъ сокращается до 20 или растягивается до 40 лѣтъ. Также какъ продолжительность, мѣняется и интенсивность отдѣльныхъ періодовъ.

Изслѣдованіе хода давленія показало, что періоды для него на материкахъ иные, чѣмъ на океанахъ, что, слѣдовательно, между ними существуетъ извѣстная компенсація, которая ведетъ къ тому, что среднее давленіе для всей земной поверхности колеблется сравнительно очень незначительно. Ходъ давленія надъ сушею и океанами является отраженіемъ чередованія сухихъ и дождливыхъ періодовъ, болѣе высокое давленіе надъ моремъ сопровождается здѣсь сухимъ періодомъ, болѣе низкое надъ сушею — дождливымъ здѣсь, и обратно.

Исследование обнаружило также, что каждый дождливый период сопровождается ослаблением всех разностей давления, сухой — их увеличением, т. е. соответственно этим периодам то ослабляется, то усиливается деятельность центров действия атмосферы.

Слѣдующая табличка даетъ, по Брикнеру, чередование установленных имъ периодовъ для всего земного шара:

периоды:	сухіе	дождливые	сухіе	дождливые
годы:	1831—40	1846—55	1861—65	1876—85.

Продолжая эту табличку по эпохамъ высокихъ и низкихъ водъ, относительно которыхъ имѣются болѣе старыя надежныя данныя, Брикнеръ находитъ, что періоды высокихъ и низкихъ водъ т. е. большихъ и малыхъ осадковъ наблюдались:

наивысшій уровень:	наинизшій уровень:
1720 г.	1740 г.
1760 .	1780
1800	1820
1835	1850
1865	1880.

Съ этими периодами удовлетворительно совпадаетъ перемѣнение границъ ледниковъ. Такъ, по Рихтеру, наступаніе ледниковъ наблюдалось въ годахъ: 1592, 1630, 1675, 1712, 1735, 1767, 1814, 1835, 1875.

Какого порядка колебаниями температуры выражаются эти различные періоды, можно видѣть изъ слѣдующей таблички. Отклоненія отъ нормъ въ среднемъ для всей земной поверхности, по Брикнеру, были ¹⁾:

годы:	1736—40	46—50	66—70	91—95	1811—15	21—25
отклон.:	— 0°.43	+ 0.45	— 0.42	+ 0.46	— 0.46	+ 0.50
годы:	1836—40	51—55	66—70	81—85		
отклон.:	— 0°.39	+ 0.11	+ 0.11	— 0.08.		

Слѣдовательно,—въ вѣковомъ ходѣ температуры для всей земной поверхности амплитуда колебаній достигаетъ 1°.

Для осадковъ колебания можно представить въ слѣдующей табличкѣ, выражая ихъ отклоненія въ процентахъ отъ нормальнаго:

годы:	1736—40	41—45	71—75	1801—05	06—10
отклон.:	+ 9%	— 6	+ 7	— 4	+ 3.
годы:	1831—35	46—50	61—65	76—80	91—95
отклон.:	— 8%	+ 3	— 5	+ 7	— 6.

Такимъ образомъ амплитуда колебаній достигаетъ въ вѣковомъ ходѣ почти 2¹⁰°.

Причину всехъ этихъ колебаній метеорологическихъ элементовъ Брикнеръ видитъ въ колебаніяхъ лучистой энергии, посылаемой на землю солнцемъ. Из-

¹⁾ Въ табличкѣ даны среднія отклоненія за пятилѣтія (люстры).

слѣдованія послѣдняго времени дѣйствительно открыли въ дѣятельности солнца существованіе подобнаго періода: повторяемость солнечныхъ пятенъ обнаруживается, — кромѣ извѣстныхъ уже періодовъ въ 11 лѣтъ, — болѣе продолжительные періоды въ 33—35 лѣтъ и затѣмъ еще болѣе болѣе въ 70 лѣтъ.

Интересно, наконецъ, отмѣтить, что по позднѣйшимъ изслѣдованіямъ Брикнера колебанія климата, имъ установленныя, отражаются на урожаяхъ и цѣнахъ хлѣбовъ въ Европѣ; такъ онъ пришелъ къ выводу, что цѣны хлѣбовъ въ наиболѣе влажныя пятилѣтія на 13⁰ были выше, чѣмъ въ наиболѣе сухія.

Относительно колебаній климата съ болѣе продолжительнымъ періодомъ, для которыхъ нѣтъ уже возможности основываться на непосредственныхъ метеорологическихъ наблюденіяхъ, приходится опираться на данныя исторіи или геологіи.

Историческія данныя, какъ это показали наиболѣе тщательныя изслѣдованія въ этомъ направленіи, совершенно опредѣленно говорятъ, что за историческую эпоху, если отбросить отрывочныя указанія на Брикнеровскій періодъ, нельзя затѣмъ найти никакихъ рѣшительно слѣдовъ, которые давали бы право заключать о замѣтныхъ измѣненіяхъ климата въ эту историческую эпоху, т. е. за послѣдніе 2000—3000 лѣтъ.

Иначе обстоитъ дѣло съ эпохою доисторическою. Здѣсь современныя геологическія данныя, не опредѣляя точно эпоху и причины явленія, ясно однако указываютъ на измѣненія климата, несомнѣнно имѣвшія мѣсто: и измѣненія эти могли быть вполне явственно прослѣжены на материкахъ Европы и Сѣв. Америки.

Слѣды, оставленные ледниковымъ періодомъ, указываютъ, что задолго до начала исторической эпохи сѣверная половина двухъ наиболѣе изслѣдованныхъ материковъ была покрыта мощнымъ слоемъ ледяного покрова, — настоящимъ ледникомъ, сходнымъ съ тѣмъ, который теперь одѣваетъ Гренландію. Границы этого ледника мѣстами доходили въ Европѣ до 50° с. ш., а въ сѣверной Америкѣ даже до 40° с. ш. Въ болѣе поздній періодъ четвертичной эпохи, этотъ ледникъ началъ медленно отступать и къ началу исторической эпохи весь сѣверъ материка Европы былъ уже совершенно свободенъ отъ сплошнаго ледяного покрова. Отступаніе ледниковаго покрова сопровождалось періодомъ повышенной температуры, какъ это указываютъ остатки ископаемой флоры, относящіяся къ этому періоду.

По такимъ же остаткамъ отъ болѣе древней, предшествовавшей ледниковому періоду эпохи надо заключить, что ледниковому періоду предшествовали періодъ сравнительно очень высокихъ температуръ: ископаемые образцы флоры этого доледниковаго періода указываютъ на температуру Сѣверо-Американскаго материка и архипелага. со-

отвѣтствующую теперешнему климату сѣверной Италии: тоже самое найдено и для сѣвера Европы. Эти данныя заставляютъ думать, что средняя годовая температура этой области, теперь характеризующаяся температурами около 0° или ниже, въ то время была не ниже 10° — 15° .

Въ настоящее время можно такимъ образомъ считать научно установленнымъ, что земной шаръ, прежде чѣмъ достигнуть своего современнаго состоявія, долженъ былъ пережить эпоху сравнительно высокихъ температуръ для сѣвернаго его полушарія; эта эпоха смѣнилась затѣмъ ледниковымъ періодомъ, за которымъ снова начался періодъ нѣсколько болѣе высокихъ, чѣмъ теперь, температуръ. Развитие ледниковаго покрова въ первую половину четвертичнаго періода дало поводъ думать, что это—былъ періодъ исключительно низкихъ температуръ. Однако слѣды снѣговой линіи, соответствовавшей ледниковой эпохѣ, научно установленные для средней Европы, заставляютъ думать, что эта снѣговая линія лежала въ то время всего только на 1000—1300 м. ниже ея теперешней границы. Расчеты на этомъ основаніи показываютъ, что достаточно было для того, чтобы снѣговая линія понизилась на 1000 м., пониженія среднихъ температуръ года по сравненію съ современными всего на $4\frac{1}{2}^{\circ}$ — 5° . Если же допустить, что въ ледниковый періодъ и осадки были для сѣвернаго полушарія больше ихъ современныхъ нормъ, то пониженіе снѣговой линіи на указанную выше величину могло произойти и при еще меньшихъ измѣненіяхъ температуры.

Причины, которыя могли вызвать подобныя колебанія климата, лежатъ очевидно внѣ земнаго шара. Такъ какъ и здѣсь несомнѣнно наблюдается нѣкоторая периодичность въ смѣнѣ теплыхъ и холодныхъ періодовъ, то не постепеннымъ охлажденіемъ земнаго шара и не прогрессивнымъ уменьшеніемъ посылаемой солнцемъ лучистой энергіи могли быть вызваны эти колебанія климата. Причину ихъ нужно искать въ чисто космическихъ факторахъ движенія земли около солнца.

Астрономическими наблюденіями точно теперь установлено, что эксцентриситетъ земной орбиты не остается постояннымъ; онъ периодически уменьшается, то увеличивается. Выбѣтъ съ его измѣненіями периодически измѣняются и наибольшее, и наименьшее разстояніе земли отъ солнца. Подъ вліяніемъ этихъ измѣненій земной орбиты должно измѣняться количество энергіи, получаемое землею отъ солнца (--солнечная постоянная). Вычисленія показываютъ, что по сравненію съ тѣмъ количествомъ энергіи, что получается землею теперь, когда эксцентриситетъ малъ, въ періодъ его максимума земля получаетъ на $0,3^{\circ}$ энергіи больше.

Но не на одной только солнечной постоянной отзовется измѣненіе эксцентриситета земной орбиты: оно повлечетъ за собою также еще и измѣненіе продолжительности времени года. Теперь теплее лѣтнее полугодіе сѣвернаго полушарія длинѣе зимняго на 7,8 дня. При наибольшемъ же эксцентриситетѣ земной орбиты разность должна возрасти до 34,6 дня.

Точно также не остается постоянной на земной орбитѣ точка весенняго равноденствія, перемѣщающаяся вдоль эклиптики ежегодно на дугу около $50''$. Она описывала бы при этомъ перемѣщеніи полный кругъ въ 25800 лѣтъ. Но въ тоже время мѣняетъ свое положеніе въ пространствѣ большая ось земной орбиты, двигаясь на встрѣчу точкѣ весенняго равноденствія. Поэтому послѣдняя вернется въ данное положеніе, описавъ полный кругъ, въ болѣе короткій срокъ, — именно въ періодъ 24000 лѣтъ. Если при этомъ движеніи точка весенняго равноденствія совпадетъ съ перигелиемъ или афелиемъ, оба полушарія земли будутъ имѣть оба полугодія равныя. Затѣмъ въ теченіе 5000 лѣтъ разица между лѣтнимъ и зимнимъ полугодіемъ для каждаго полушарія будетъ расти, пока не достигнетъ максимума. Въ слѣдующія 5000 лѣтъ она снова уменьшится до равенства. Далѣе явленіе повторяется въ прежнемъ порядкѣ. Такимъ образомъ одно полушаріе въ теченіе 10000 лѣтъ имѣетъ короткое лѣто и длинную зиму, другое — обратно; въ слѣдующія 10000 лѣтъ оба полушарія мѣняются ролями.

Наконецъ и наклонъ эклиптики къ экватору испытываетъ періодическія колебанія: по Лапласу онъ колеблется правильно между 22.1 и 24.8 . Уменьшеніе угла наклона, уменьшая полуденныя зенитныя разстоянія солнца для земли, увеличиваетъ количество энергіи, получаемое экваторомъ, и уменьшаетъ его для полюсовъ; увеличеніе, обратво, выравниваетъ количества энергіи, получаемыя различныя точками земли. Вычисленія Экольма показали, что за 28300 лѣтъ до настоящаго времени, когда наклонъ былъ 22.1 , лѣтнее полугодіе сѣвернаго полюса должно было быть на 5.1 въ среднемъ холодѣе, чѣмъ теперь; за 9100 лѣтъ, когда наклонъ былъ 24.8 , — лѣтнее полугодіе сѣвернаго полюса было на 3.2 теплѣе, чѣмъ теперь.

Въ этихъ то періодическихъ измѣненіяхъ космическаго характера и видятъ теперь причину измѣненій климата въ доисторическую эпоху.

Всѣ эти причины могли вліять не столько непосредственно, измѣняя температуру различныхъ точекъ земной поверхности, сколько косвенно. Они должны были еще болѣе существеннымъ образомъ, чѣмъ температуру, измѣнять общую картину циркуляціи водныхъ и воздушныхъ массъ на земной поверхности и надъ нею. Эти измѣненія водныхъ и воздушныхъ теченій въ свою очередь должны были кореннымъ образомъ перераспредѣлить и измѣнить количество осадковъ въ различныхъ частяхъ земной поверхности. А подѣ совокупнымъ дѣйствіемъ всѣхъ этихъ факторовъ уже могъ измѣниться общій обликъ климата различныхъ частей земной поверхности такъ, какъ это и рисуютъ добытыя изслѣдованіяи данныя.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ.

- Адиабатическое изменение температуры воздуха**, 93.
- Активоскопъ Араго—Дэви**, 49.
- Активометрия**, 46 и сл.
- Амплитуда**, 24.
- Английская будка (для установки термометровъ)**, 104.
- Анемометръ**, 268.
- Антициссаты**, 276.
- Антициклонъ**, 287.
- Атмосфера: высота**, 30.
- основные физическія свойства, 35
 - слоистость, 32
 - составъ, 31, 32
- Барографъ Рихара**, 19.
- Барометръ: его исправки**, 227.
- Барометрическіе максимумы постоянныя (загропическіе)**, 279.
- Барометрическій максимумъ зноя**.
- Барометрическій минимумъ: область погоды**, 293.
- передняя и задняя его сторона (по направленію движенія), 295.
- Влициарды**, 358.
- Болометръ Лейгеля**, 38.
- Боръ**, 359.
- Бюфортава шкала вѣтра**, 267.
- Бризы**, 282.
- Бураны**, 358.
- Вертикальная слагающая въ конвекционныхъ потокахъ**, 257—258.
- Виннеровскія кривыя распределенія радиаций по широтамъ**, 43.
- Вихри: вѣтрое движеніе в вѣтряныхъ массахъ**, 253.
- Вихри съ вертикальной осью**, 262.
- Вихри съ горизонтальной осью**, 260, 263, 281.
- Вихри термическаго и динамическаго происхожденія**, 262.
- Влажность воздуха: изменение съ высотой въ атмосферѣ**, 151.
- періодическія колебанія, 155.
 - распределеніе по земной поверхности, 160.
- Влажность воздуха:—способы ее выраженія**, 148.
- способы измѣренія, 149.
- Вліяніе льса: на влажность**, 160.
- осадки, 202
 - таяніе снѣга, 204.
 - температуру воздуха, 131.
 - температуру почвы, 79.
- Вліяніе обмена воздуха на испареніе**, 146.
- Вліяніе покрова на температуру почвы**, 74.
- растительнаго на влажность слоевъ воздуха, 157.
 - на температуру воздуха, 127.
- Вліяніе теченій на температуру**, 94.
- Воздухъ: въсь кубич. см.**, 27.
- плотность, 26.
 - прозрачность, 35.
 - составъ, 31.
 - теплоемкость, 35.
 - теплопроводность, 35.
- Возникновеніе барометрическихъ максимумовъ и минимумовъ**, 325.
- Волны холода и тепла**, 356.
- Второстепенныя формы давленія**, 349.
- Вѣнды около свѣтила**, 179.
- Вѣтеръ**, 266 и сл.
- вліяніе преградъ и льса, 273.
 - давленіе на преграды, 267.
 - измѣненіе скорости съ высотой, 270
 - періодическія измененія скорости и направленія, 271.
- Гелиографы**, 50.
- Геотермическій градусъ**, 80.
- Гигрографъ**, 19.
- Гидрометеоры**, 186.
- Гидрометрическая формула (Рьельмана)**, 29.
- Глазъ бури**, 304.
- Гололедица**, 197.
- Голубой цвѣтъ неба**, 36.
- Горные и долинные вѣтры**, 284.
- Градиентъ**, 240.
- Градъ**, 165, 370.
- Гребень давленія**, 352.

Гроза, 362.
Грозовой нось, 364.
Грозовые шквалы, 368.
Грозовые янты, 368.
тучи, 365.
Громъ, 363.
Давленіе воздуха, 227.
— географическое распредѣленіе, 231.
— періодическія измѣненія, 228.
Движеніе барометрическихъ максимумовъ и минимумовъ; общія условія, 311.
— максимумовъ, 321.
— минимумовъ, 317.
— сопряженныхъ вихрей (максимумовъ и минимумовъ, 323
Депрессія барометрическая, 288
Дождьмѣръ, 188.
Дождь, 186.
Двѣтальный слой, 55.
Законъ Бойсь-Балло, 257, 291.
— Дальтона (для испаренія), 142.
— измѣненія давленія съ высотой, 28.
Законы радіаціи основныя, 40.
Замерзаніе водныхъ бассейновъ, 89.
Изаллобары, 382.
Изаномалы (карты), 139, 141.
Излученіе эвергии, 57.
Изморозь, 196.
Изамплитуды, 139.
Изобары и вѣтры Января и Юля, 232—233
Изобронты, 366.
Изоплеты, 190.
Изонеты, 183.
Изоплеты, 22.
Изопервоности и изоплины, 21.
Изостеры, 264.
Изотермия (слой), 107.
Изотермы (карты), 135 и сл.
Изохазмы, 374.
Изверсія (обращеніе температуры), 110.
верхняя, 107
Иней, 196.
Изоляція земной поверхности, 42.
Испареніе, 142.
— зависимость отъ объема воздуха, 147.
— періодическія колебанія, 146.
— способы измѣренія, 143.
Испарители, 143.
Ионизаторъ воздуха, 216.
Ионизація атмосфернаго воздуха, 214.
Климатъ, 14, 340, 383 и сл.
горный, 391.
— въковыя измѣненія, 406.

Климатъ, измѣненія періодическія, 403.
— материковая, 388.
— морской, 383.
— основныя типы, 127, 383.
— отклоненія его въ зависимости отъ мѣстныхъ причинъ, 396.
полярный, 387.
— Россіи, 392.
— солнечный, 385.
— среднихъ широтъ, 385.
— тропическій, 386.
Клинь (или V—образная депрессія), 351.
Коллекторъ (при электрометрѣ), 207.
Конвекція; ея механизмъ, 238 и сл.
Конденсація паровъ, 162.
Корона сѣвернаго сіянія, 373.
Коэффициентъ прозрачности для воздуха, 45, 52.
Кривыя состоянія (термическаго), 99.
Круги около сѣвтъль, 179.
Ледянки, 202.
Ледъ (кристаллическая форма), 168.
Ливень, 189
Максимумъ барометрическій, 249.
Мерзлота, 81.
Меридіональная слагающая при движеніи вихрей, 314
Метеорологическія наблюденія; организація, 16—17.
сроки, 15.
Метеорологическіе элементы, 2.
Методъ Айткена (содержаніе пыли въ воздухѣ), 33.
Минимумъ барометрическій, 249.
Минимумы тропическіе, 300.
Мистраль, 360.
Молнія, 363
Морскія теченія, 91.
Муссоны, 275, 294.
Нагонъ (волы), 84.
Недочетъ влажности, 145.
Неперіодическія измѣненія метеорол. элементовъ, 6.
Нефоскопъ, 176.
Нораёры (въ Техасѣ), 358.
Нормальныя температуры широтъ, 139.
Облака, 162.
— волнистыя, 172.
— высота ихъ, 176.
— горныя, 172.
— классификація 174.
— основныя ихъ формы, 174
— процессы образованія, 168.
— свѣтотвоя явленія въ нихъ, 178.
— серебрястыя, 174.
— строеніе ихъ, 166.
Облачность, 182.

Объёмъ тепла въ водоемахъ, 81.
— воздухъ, 132.
— почвъ, 78.
Обработка записей для самопишущихъ приборовъ, 20.
Обратное напластование температуръ (въ водоемахъ), 83.
Огни св. Эльма, 372
Ожеледь, 187.
Органы, 300.
Осадки, 162, 185
 выдуваніе, 189.
 вѣроятность, 195.
 — вѣтвенность ихъ, 190
 периодическія колебанія, 193.
 повторяемость ихъ, 190.
 распредѣленіе по земной поверхности, 190.
Отклоняющая сила вращенія земли около оси, 251.
Очаги грозъ, 368.
Памперо, 358
Пассаты, 274, 296
Периодическія измѣненія метеорол. элементовъ, 6.
Пиргелиометръ Пулье, 46.
Погода, 13, 340
Полярныя сіянія, 372.
Полусы холода, 135.
Почва: теплоемкость объемная, 63.
 — теплопроводность, 63.
Почвенные термометры, 67.
Предсказаніе погоды, 379.
 организация, 17.
Приципы измѣренія лучистой энергіи, 48.
Причины морскихъ теченій, 92.
Продолжительность солнечнаго сіянія, 50.
Прямое напластование температуръ (въ водоемахъ), 82.
Прямолинейныхъ изобаръ область, 324.
Психрометръ (теорія), 149.
Пурга, 358.
Путь (обычный) Вестъ-Индскихъ урагановъ, 316.
Пути Европейскихъ минимумовъ и максимумовъ, 347.
Радиация солнечная 37 и сл.
 — измѣненія ея въ теченіи года 73
Равноденствія 191
Радуга, 191.
Распредѣленіе температуръ въ зимъ ствѣяхъ 74
Роса, 196.
Самопишущіе приборы, 16, 16.
Самумъ, 360.
Сговъ (воды), 84.

Сироко, 360.
Слагающая по направленію общаго движенія атмосферы для вихрей, 315.
Слой скачка (температурнаго въ водахъ), 86.
Смерчи, 360.
Смѣшеніе воздушныхъ массъ, 163.
Снѣгъ, снѣговой покровъ, 197.
 — вѣчный, его граница, 201.
 дѣйствіе преградъ и канавъ, 201.
 ниваллировки, 200.
 — плотность его, 199.
 теплопроводность въ связи съ плотностью, 199.
 удѣльный его объемъ, 197.
Собственная теплота земли, 80.
Содержаніе пыли въ воздухъ, 34.
Солнечная постоянная, 52.
Солнечная радиация, 38 и сл.
Солнечное сіяніе, 50.
 — связь продолжительности его съ облачностью, 184.
Среднія величины (методъ), 13.
Стадіи въ восходящемъ потокъ, 164.
Сухіе туманы, 360.
Суховья, 360.
Сѣдло барометрическое, 353.
Тайфуны, 300.
Температура бассейновъ, 81 и сл.
 — периодическія ея колебанія, 84.
 способы ея измѣренія, 84
Температура воздуха, 98 и сл.
 — вліяніе водъ и материковъ, 124.
 — вліяніе мѣстнаго рельефа, 125.
 — географическое распредѣленіе, 134.
 годовой ходъ, 119.
 — измѣненіе съ высотой (по наблюденіямъ), 105.
 — способы ея измѣренія, 103—105.
 суточный ходъ, 113.
Температура почвы, 64 и сл.
 — вліяніе льса, 79.
 — вліяніе покрова, 74.
 — периодическія ея колебанія, 68.
Температура рѣкъ, 88.
Температурный градиентъ (его периодическія измѣненія), 126.
Термическая аномалія, 139.
Термическій градиентъ, 57.
 — экваторъ, 135
Термометръ, 18
Тѣнь тѣрвъ (по распредѣленію температуръ), 85.
Тѣны погоды для Европы, 378.
Говъ электрической конвекціонный (для атмосфернаго воздуха), 218.
 — проводимости (для атмосфер. воздуха), 218.
Торнадо, 360.
Треніе, 253.

Тромбы 300
Туманъ (строение его), 166, 185.

Ураганы, 300.
Устойчивость атмосферы, 265

Фёвь, 358.
Флюгелъ, 298
Формула Ламберта—Бесселя, 23
Фотограммръ, 176.

Хамсия, 360

Центры дѣяствія атмосферы, 377.
Цикловъ, 287.
Циркуляція давной кривой, 263.

Циркуляція жидкой или газообразной
среды, 239
— общая атмосферы, 274.

Частный барометрический минимумъ,
349

Электрическое поле атмосферы 205
взаимное вѣдствіе почвы на его
напряженность, 208.
— колебанія его при осадкахъ, 211.
— періодическія его измѣненія, 209

Электрометръ, 626.

Ядра конденсаціи, 33.



